

Répartition stratigraphique des orbitolinidés de la plate-forme urgonienne subalpine et jurassienne (SE de la France)

par Hubert ARNAUD¹, Annie ARNAUD-VANNEAU¹, Marie-Caroline BLANC-ALÉTRU², Thierry ADATTE³,
Martine ARGOT¹, Gérard DELANOY⁴, Jean-Pierre THIEULOY⁵, Jean VERMEULEN¹, Aurélien VIRGONE⁶,
Bruno VIRLOUVET⁷ et Séverine WERMEILLE³

RÉSUMÉ. — La plate-forme urgonienne des massifs subalpins septentrionaux et du Jura renferme des orbitolinidés dont la diversité spécifique est typique des plates-formes de la marge nord-téthysienne. De plus, les affleurements du Vercors méridional renferment parfois des associations d'ammonites qui permettent de les situer très précisément par rapport aux zonations les plus récentes du Barrémien [Delanoy, 1994, 1996, 1997; Vermeulen, 1995b, 1996]. L'examen critique des données actuellement disponibles nous permet de modifier et de préciser les répartitions stratigraphiques proposées pour les orbitolinidés par Arnaud-Vanneau [1980] et Arnaud [1981]. Elles nous conduisent aussi à rejeter celles qui ont été récemment proposées par Clavel *et al.* [1994a]. Il en est de même pour les deux lignées évolutives (*Praedictyorbitolina claveli* - *Praedictyorbitolina carthusiana* - *Dictyorbitolina ichnusae* et *Valserina primitiva* - *V. broennimanni* - *V. charollaisi* - *Palorbitolina turbinata* - *P. lenticularis*) définies par Schroeder [in Clavel *et al.*, 1994a] sur le seul critère de l'appareil embryonnaire alors que les caractères des structures internes ont été négligés.

Dans la plate-forme urgonienne subalpine, cinq ensembles d'orbitolinidés peuvent être définis dans les Calcaires de Glandasse (Barrémien inférieur et Barrémien supérieur jusqu'à la zone à Sartousiana) et les Calcaires urgoniens situés dans le Barrémien supérieur et l'Aptien inférieur, au-dessus du maximum de transgression de la séquence de dépôt BA3 (marnes de Font Froide, zone à Sartousiana).

Le premier ensemble comporte 10 espèces connues seulement au Barrémien inférieur. Parmi celles-ci *Urgonina alpillensis protuberans*, *Paleodictyoconus* sp. 1 ARNAUD-VANNEAU, *Cribellopsis thieuloyi*, *Orbitolinopsis debelmasi*, *Alpillina antiqua*, *Paracoskinolina ? jourdanensis* et *Orbitolinopsis ? inflata* sont connues dès la base des Calcaires de Glandasse, au-dessus d'un niveau à ammonites de la zone à Mazuca; elles apparaissent donc au Barrémien basal et probablement même plus bas à l'Hauterivien. *Valserina* sp. 1 ARNAUD-VANNEAU, *Paleodictyoconus* sp. 2 ARNAUD-VANNEAU et *Urgonina alpillensis alpillensis* ne se trouvent que dans la partie supérieure du Barrémien inférieur (à partir de la zone à Compressissima pour les deux dernières).

Le second ensemble correspond à cinq espèces qui apparaissent au Barrémien inférieur sommital (sommet de la zone à Compressissima et zone à Darsi) et se développent au Barrémien supérieur, sauf les deux dernières qui se rencontrent jusqu'à l'Aptien inférieur : *Valserina broennimanni*, *Paleodictyoconus* gr. *cuvillieri-actinostoma*, *Urgonina* cf. *alpillensis* ARNAUD-VANNEAU, *Paracoskinolina ? cf. hispanica* et *Paracoskinolina maynci*.

Le troisième ensemble regroupe neuf espèces qui apparaissent au Barrémien supérieur (zones à Sayni et à Sartousiana) et se rencontrent, pour les quatre dernières, jusqu'à l'Aptien inférieur : *Orbitolinopsis debelmasi* (formes évoluées), *Dictyoconus* sp. 1 ARNAUD-VANNEAU, *Falsurgonina* sp. 1 ARNAUD-VANNEAU, *Praedictyorbitolina carthusiana*, *Eopalorbitolina charollaisi*, *Paleodictyoconus actinostoma*, *Paracoskinolina reicheli*, *Rectodictyoconus* cf. *giganteus* et *Cribellopsis neolongata*.

Le quatrième ensemble correspond à des espèces bien connues dans l'Aptien inférieur, mais qui existent déjà dans le Barrémien supérieur du Vercors méridional, à partir de la zone à Feraudianus, ou dans les Calcaires urgoniens inférieurs que nous attribuons au Barrémien supérieur : *Dictyoconus ? vercorii*, *Cribellopsis schroederi*, *Falsurgonina* cf. *pileola* ARNAUD-VANNEAU, *Falsurgonina pileola*, *Paracoskinolina arcuata* et *Palorbitolina lenticularis*.

Le cinquième ensemble rassemble des formes qui apparaissent seulement à l'Aptien inférieur : *Dictyoconus* aff. *vercorii*, *Orbitolinopsis cuvillieri*, *Orbitolinopsis buccifer*, *Orbitolinopsis kiliani*, *Orbitolinopsis briacensis* et *Orbitolinopsis pygmaea*.

MOTS CLÉS. — Calcaires urgoniens, Biostratigraphie, Orbitolinidés, Crétacé inférieur.

1 Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, UPRESS A5025 CNRS, Institut Dolomieu, 15, rue Maurice Gignoux, 38031 Grenoble cedex, France.

2 11 St. Audrey's close, Histon, Cambridge CB4 4JX, Grande Bretagne.

3 Université de Neuchâtel, Institut de Géologie, 11 rue Emile Argand, 2007 Neuchâtel, Suisse

4 Université de Nice-Sophia Antipolis, Département des Sciences de la Terre, Parc Valrose, 06018 Nice cedex 2, France.

5 17, rue des Abeilles, 38240 Meylan, France.

6 Total-CST, Domaine de Beauplan, route de Versailles, 78470 St. Rémy lès Chevreuse, France.

7 C.G.G., 1 rue Léon Migaux, 91341 Massy cedex.

Stratigraphic distribution of orbitolinids within the Urgonian platform (Jura and Northern Subalpine Chains, SE France)

ABSTRACT. — In the northern subalpine chains, Urgonian platform carbonates contain several species of orbitolinids, that correspond to associations very useful for the datation of Barremian-Lower Aptian carbonate series all along the northern margin of the Tethys. In the southern Vercors, ammonites are well represented in marly level interbedded in the Barremian carbonate series, the stratigraphical location of which is now well known owing to the new ammonite zonation [Delanoy, 1994, 1996, 1997 ; Vermeulen, 1995b, 1996]. For this reason the stratigraphic distribution of orbitolinids proposed by Arnaud-Vanneau [1980] and Arnaud [1980] is revised and now clarified. On the other hand, the stratigraphical distribution of orbitolinids recently proposed by Clavel *et al.* [1994a] is discussed and rejected because of the lack of good stratigraphical datas and misinterpretations of the facts. Rejected also are the two orbitolinids lineages (*Praedictyorbitolina claveli* - *Praedictyorbitolina carthusiana* - *Dictyorbitolina ichnusae* and *Valserina primitiva* - *V. broennimanni* - *V. charollaisi* - *Palorbitolina turbinata* - *P. lenticularis*) described by these authors due to the misconception of the inner structure of some species.

The Urgonian series of the Northern subalpine chains is divided into two formations : the Glandasse limestone formation at the base and the Urgonian limestone formation at the top. The Glandasse limestone formation is Lower Barremian and basal Upper Barremian (from the Mazuca to the Sartousiana zones) in age. The Urgonian limestone formation begins with the Font Froide marls (Upper Barremian, Sartousiana zone, BA3 depositional sequence maximum flooding) and ended in the Lower Aptian, below the Lower-Upper Aptian boundary. From the lowermost Barremian to the top of the Lower Aptian, five associations of orbitolinids are distinguished.

The first association characterizes the Lower Barremian (Mazuca, Colombiana, Nicklesi, Pulchella, Compressissima *sensu* Vermeulen [1995b] zones and probably Hugii zone at the bottom) and is represented by ten species. *Urgonina alpillensis protuberans*, *Paleodictyoconus* sp. 1 ARNAUD-VANNEAU, *Cribellopsis thieuloyi*, *Orbitolinopsis debelmasi*, *Alpillina antiqua*, *Paracoskinolina ? jourdanensis* and *Orbitolinopsis ? inflata* are known from the bottom of the Glandasse limestone and appear either in the lowermost Lower Barremian or in the Hauterivian. *Valserina* sp. 1 ARNAUD-VANNEAU, *Paleodictyoconus* sp. 2 ARNAUD-VANNEAU and *Urgonina alpillensis alpillensis* are well represented in the upper part of the Lower Barremian (from the Compressissima zone for the last two species).

The second association is represented by five species appearing in the upper part of the Lower Barremian (Compressissima and Darsi zones) and well developed up to the Upper Barremian, or the lower Aptian (only for the two last species) : *Valserina broennimanni*, *Paleodictyoconus* gr. *cuvillieri-actinostoma*, *Urgonina* cf. *alpillensis* ARNAUD-VANNEAU, *Paracoskinolina ? cf. hispanica* and *Paracoskinolina maynci*.

The third association corresponds to nine species appearing in the lower part of the Upper Barremian (Sayni and Sartousiana zones) : *Orbitolinopsis debelmasi* (evolved specimens), *Dictyoconus* sp. 1 ARNAUD-VANNEAU, *Falsurgonina* sp. 1 ARNAUD-VANNEAU, *Praedictyorbitolina carthusiana*, *Eopalorbitolina charollaisi*, *Paleodictyoconus actinostoma*, *Paracoskinolina reicheli*, *Rectodictyoconus* cf. *giganteus* and *Cribellopsis neolongata* (the last four species are known up to the Lower Aptian).

The fourth association corresponds to well known Lower Aptian species, the appearance of which could be emphasized in the late Barremien of the Southern Vercors or because they are known in the lower member of the Urgonian limestone Formation : *Dictyoconus ? vercorii*, *Cribellopsis schroederi*, *Falsurgonina* cf. *pileola* ARNAUD-VANNEAU, *Falsurgonina pileola*, *Paracoskinolina arcuata* and *Palorbitolina lenticularis*.

The last association is represented by Lower Aptian taxa : *Dictyoconus* aff. *vercorii*, *Orbitolinopsis cuvillieri*, *Orbitolinopsis buccifer*, *Orbitolinopsis kiliani*, *Orbitolinopsis briacensis* and *Orbitolinopsis pygmaea*.

KEY WORDS. — Urgonian limestones, Biostratigraphy, Orbitolinids, Lower Cretaceous.

La datation des carbonates de plate-forme du Crétacé inférieur a de tout temps été malaisée d'abord en raison d'une connaissance insuffisante de beaucoup d'organismes benthiques, ensuite parce qu'il est très difficile de paralléliser les répartitions de ces espèces de milieux peu profonds avec celles des autres taxons vivant dans les bassins adjacents, notamment celles des ammonites, fondement habituel de la zonation standard. Sur le plan micropaléontologique, de gros progrès ont été réalisés depuis quelques décennies, en particulier pour les orbitolinidés, grands foraminifères benthiques dont l'intérêt a été reconnu pour la datation des plates-formes urgoniennes péritéthysiennes. Toute datation par les orbitolinidés implique cependant que les répartitions des différentes espèces soient connues au préalable dans des séries de plate-forme datées de manière précise par d'autres moyens, ce qui est malheureusement très rare. Il en découle que les répartitions de foraminifères benthiques proposées et utilisées couramment par les différents auteurs résultent plus d'un usage ou d'un consensus que d'une argumentation stratigraphique solidement étayée.

Dans ce contexte, le Sud-Est de la France, notamment les massifs subalpins septentrionaux (fig. 1), est une région privilégiée pour trois raisons : la première est

la localisation des plates-formes urgoniennes autour du bassin vocontien où a été définie la zonation standard d'ammonites pour la province mésogéenne ; la seconde est l'abondance des orbitolinidés dans des coupes qui ont été étudiées de manière détaillée ; la troisième est la présence, au moins dans le Vercors, d'intercalations riches en ammonites sur la bordure de la plate-forme. Ces raisons nous paraissent suffisantes pour dresser un bilan réactualisé des connaissances dans un secteur – les massifs subalpins septentrionaux – qui est depuis une vingtaine d'années une référence incontournable pour la datation de la plupart des plates-formes éocétacées téthysiennes.

Dans cet article, la répartition des orbitolinidés sera d'abord établie dans la formation des Calcaires de Glandasse du Vercors méridional, dont les coupes renferment ou sont encadrées par des ammonites, puis sera détaillée dans plusieurs coupes de la formation des Calcaires urgoniens, qui n'est pas datée précisément par des céphalopodes en dehors du Vercors méridional. Par ailleurs, seules les espèces déjà décrites et figurées seront prises en compte car la description des nouveaux taxons et les discussions sur la structure interne des orbitolinidés de cette région seront détaillés prochainement dans une autre publication.

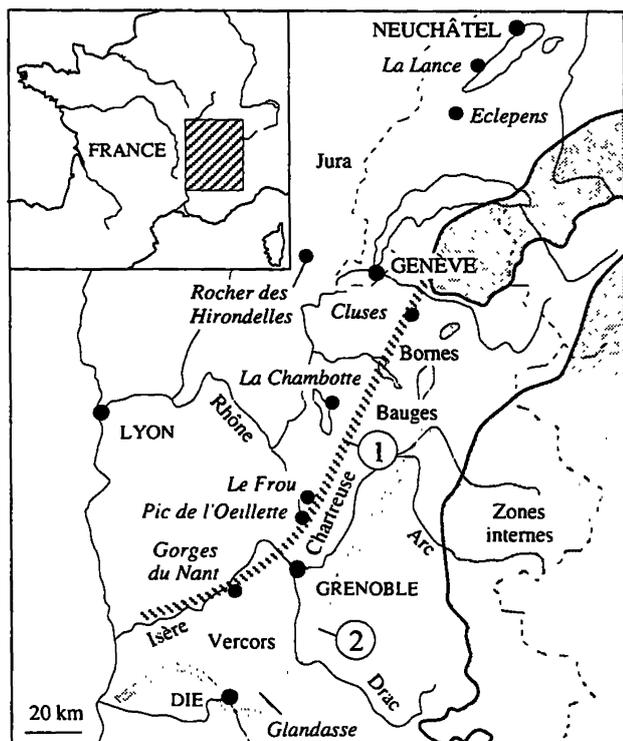


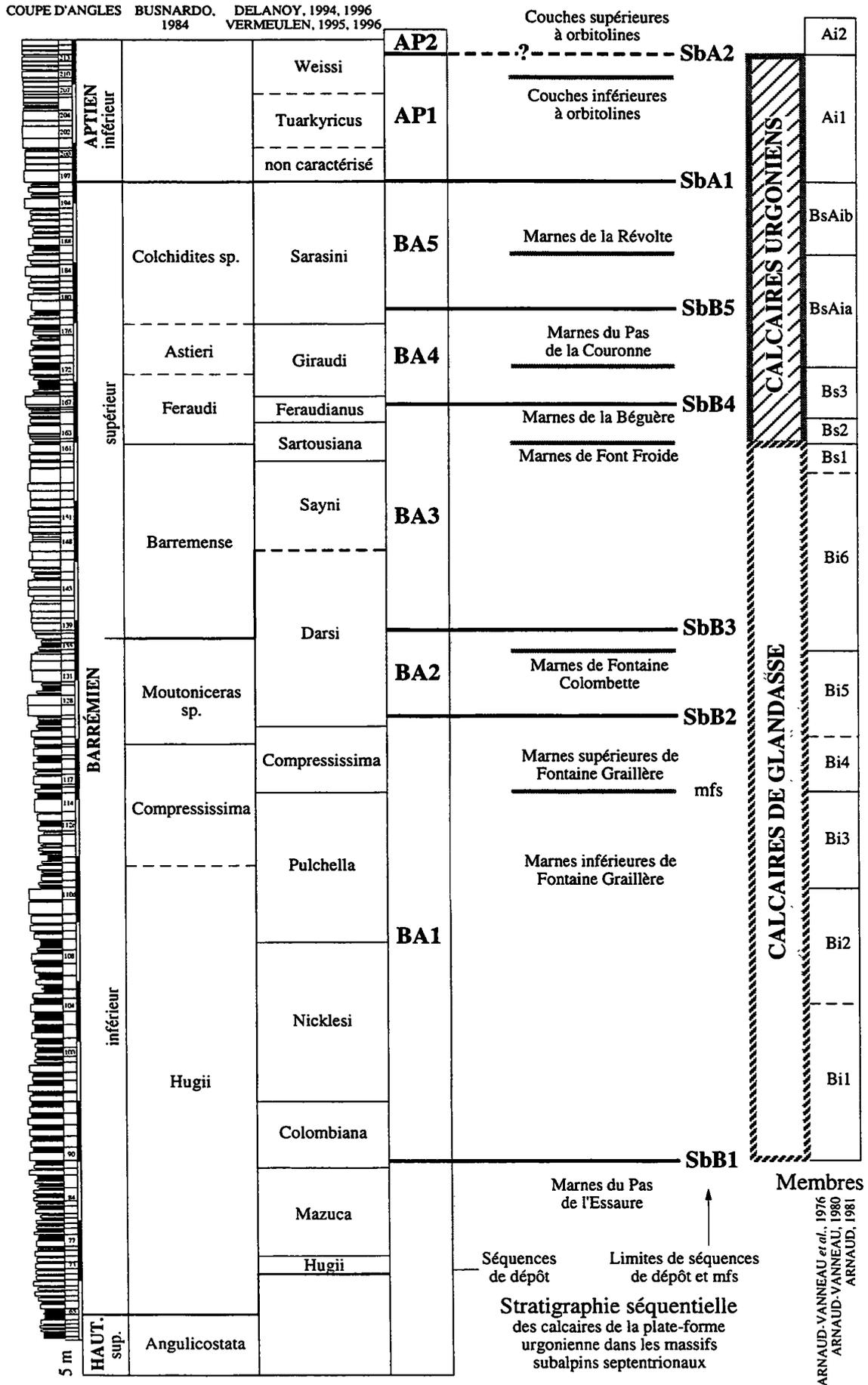
FIG. 1. – Localisation du secteur étudié (Massifs subalpins septentrionaux et Jura méridional) et de quelques coupes citées dans le texte. Pour le Vercors, se reporter à la figure 6. 1, limite sud de la plate-forme du Jura-Bas Dauphiné au Berriasien-Valanginien ; 2, limite sud de la plate-forme urgonienne au Barrémien supérieur.

1. – INTRODUCTION

1.1. Les zonations d'ammonites

1.1.1. Les zonations d'ammonites du Barrémien

Dès sa création par Coquand [1862] pour désigner les calcaires à céphalopodes subordonnés aux faciès à rudistes de l'Urgonien de d'Orbigny [1847], l'étage Barrémien posa le problème de ses limites et de ses subdivisions. C'est ainsi que l'Hauterivien supérieur actuel était clairement inclus dans la définition originale du Barrémien d'après la liste des ammonites citées par Coquand [*op. cit.*] pour cet étage. C'est à Kilian [1888, 1895], à la fin du siècle dernier, que nous devons les limites actuelles du Barrémien et sa division bipartite pour laquelle les deux niveaux de Combe Petite et de Morteyron jouèrent le rôle de repères stratigraphiques. Il faudra ensuite attendre plus de cinquante ans pour qu'un schéma stratigraphique basé sur les *Pulchelliidae* permette de distinguer cinq grandes coupures dans le Barrémien [Bürgl, 1956, p. 22]. Cet excellent travail, réalisé en Colombie, n'eut pratiquement pas d'impact en Europe car, outre l'éloignement géographique, les *Pulchelliidae* n'y avaient été que très peu étudiées, surtout du point de vue stratigraphique. En conséquence, la zonation du Barrémien proposée en 1963 lors du Colloque sur le Crétacé inférieur reprenait le concept bipartite de Kilian [Busnardo, 1965a, p. 114 ; 1965b,



p. 165] en distinguant un Barrémien inférieur à *Nicklesia pulchella* et un Barrémien supérieur à *Silesites seranonis*. Le principal mérite de ce colloque était de prendre pour la première fois en référence une coupe levée banc par banc, en l'occurrence la coupe d'Angles proposée à cette occasion comme stratotype du Barrémien. Une certaine confusion subsistait cependant puisque Busnardo [1965a, p. 114, 115] proposait un découpage du Barrémien en sept zones, dont quatre seulement caractérisées par des espèces d'ammonites, alors que dans les conclusions rédigées par Busnardo [1965b, p.165] le colloque revenait à une division en deux zones et rétrogradait les 7 zones précédentes au rang de sous-zones.

Plus récemment Busnardo [1984, p. 289] publia une nouvelle version de sa zonation dont les limites de zones encore provisoires et la représentation lithologique simplifiée de la coupe d'Angles ne permettaient ni de définir avec certitude les limites des nouvelles zones, ni de connaître la répartition stratigraphique des nouveaux index. Malgré ses imperfections, c'est cette zonation qui a été utilisée depuis par de nombreux auteurs de façon plus ou moins interprétative en fonction de leurs propres récoltes (fig. 2). Le cadre proposé laissait cependant certains problèmes sans solution car, outre que les apparitions successives des index de zones n'étaient pas connues avec précision, certaines faunes, comme les « *Colchidites* » du Vercors, étaient alors inconnues dans le domaine vocontien et ne pouvaient pas être situées dans cette zonation ; il en était de même pour les *Camereiceras* [= *Matheronites* in Thieuloy, 1979] décrits dans les coupes du Vercors et de la chaîne Ventoux-Lure, mais inconnus partout ailleurs.

Depuis 1990, un groupe de travail du P.I.G.C. 262 a reconnu le manque de précision de la zonation de 1984 et a proposé un nouveau découpage stratigraphique pour tout le Crétacé inférieur [Hoedemaeker et Bulot, 1990 ; Hoedemaeker *et al.*, 1993]. Les nombreuses recherches relancées à cette occasion sur des coupes levées banc par banc ont conduit à des publications grâce auxquelles les faunes d'ammonites sont repérées précisément dans des colonnes lithologiques bien levées. Pour le domaine vocontien, un découpage précis est maintenant disponible pour l'ensemble du Barrémien, avec des index repérés avec précision dans plusieurs coupes, en particulier dans le stratotype d'Angles :

– de la base du Barrémien jusqu'au sommet de la zone à *Sartousiana* grâce aux recherches menées sur les *Pulchelliidae* [Vermeulen, 1995a, 1995b et 1996],

– de la zone à *Feraudianus* à l'Aptien inférieur, notamment par l'étude détaillée des *Heteroceratidae* [Delanoy, 1994, 1995, 1996 et 1997].

Un cadre stratigraphique moderne étant à présent disponible, nous l'utiliserons en priorité (fig. 2). Par souci de simplification, les citations des zones de Delanoy [1994, 1995, 1996 et 1997] ou de Vermeulen [1995, 1996] ne seront pas suivies du nom d'auteur sauf pour la zone à *Compressissima*, commune aux zonations de Vermeulen et de Busnardo, mais avec des limites très différentes. La zonation de Busnardo [1984] ne sera utilisée que par nécessité, dans le cadre des discussions et pour permettre les comparaisons avec les travaux antérieurs (fig. 2).

1.1.2. La zonation d'ammonites de l'Aptien inférieur

Aucune zonation satisfaisante n'existe actuellement dans le Sud-Est de la France pour ce sous-étage car, si les faunes sont relativement abondantes sur les bordures de plates-formes, en particulier dans les gisements historiques de La Bédoule ou de l'Homme d'Armes, les coupes du bassin sont très pauvres et ne comportent le plus souvent que des spécimens de petites dimensions, difficiles à déterminer spécifiquement. Devant cette carence, le groupe de travail du PIGC 262 a proposé récemment une zonation [Hoedemaeker et Bulot, 1990 ; Hoedemaeker *et al.*, 1993], fondée essentiellement sur les faunes du Caucase, mais qui paraît encore difficile à utiliser dans nos régions malgré les recherches détaillées de Delanoy [1995, 1996] dans l'Aptien des séries vocontiennes (fig. 2). En ce qui concerne la datation des carbonates de la plate-forme urgonienne les progrès ne sont donc pas significatifs par rapport aux travaux de Thieuloy et Girod [1964 et 1965] qui avaient utilisé la zonation établie en Angleterre par Casey [1961], grâce à la présence de taxons communs aux provinces boréale et mésogéenne.

De ce fait, la limite Barrémien-Aptien n'est toujours pas précisément connue, même si des précisions intéressantes viennent d'être publiées pour la région stratotypique de La Bédoule [Delanoy *et al.*, 1997] ; dans la coupe du Barrémien stratotypique d'Angles, par rapport à la limite provisoire choisie par Busnardo [1965] à la base du banc 197, Delanoy [1995, 1996] note qu'il existe une zone non caractérisée entre la base du banc 197 et le banc 201 qui renferme les premières faunes indiscutablement aptiennes. Cet intervalle 197-200, qui pourrait appartenir au moins partiellement au Barrémien supérieur, n'est pas négligeable puisque son épaisseur est voisine de celle de la zone à *Feraudianus* par exemple. Dans ce contexte, il est illusoire de situer à

FIG. 2. – Zonations d'ammonites du Barrémien et de l'Aptien inférieur. Les limites de zones sont celles qui ont été définies dans la coupe d'Angles par Busnardo [1984], Delanoy [1994, 1995, 1996 et 1997] et Vermeulen [1995, 1996]. Stratigraphie séquentielle : les limites de séquences de dépôt et les maxima de transgression sont ceux reconnus dans la coupe d'Angles ; ils sont corrélés ici avec les limites définies dans les massifs subalpins septentrionaux. La localisation des principaux niveaux mameux du Vercors méridional est représentée par rapport à la coupe d'Angles sur la foi des données paléontologiques (ammonites, voir texte). La position des mames de Fontaine Colombette est figurée avec doute en raison de l'absence d'ammonites à ce niveau dans les coupes du Vercors méridional.

tout prix la limite Barrémien-Aptien dans les carbonates de plate-forme ; c'est la raison pour laquelle des disparités peuvent parfois exister pour des couches proches de cette limite entre les datations obtenues par des organismes différents (par exemple dans les Gorges du Frou où une légère différence existe entre les datations par pollens, charophytes et dinoflagellés, § 3.5).

1.2. La stratigraphie séquentielle

La stratigraphie séquentielle à l'échelle de cette région a été progressivement précisée ces dernières années [Arnaud et Arnaud-Vanneau, 1991 ; Arnaud *et al.*, 1993 ; Arnaud *et al.*, 1995] (fig. 2). Sept séquences de dépôt ont été reconnues dans l'intervalle Barrémien - Aptien inférieur, caractérisées par leurs limites qui montrent souvent une histoire diagénétique complexe [Arnaud-Vanneau et Carrio, 1994] et par leurs maxima de transgression dont la localisation est très claire, même si la surface du maximum de transgression (*maximum flooding surface*) est parfois difficile à cerner précisément dans certaines coupes calcaires [Hunt et Tucker, 1993]. La figure 2 résume la position de ces éléments par rapport au découpage stratigraphique de cet intervalle. D'un autre côté, Clavel *et al.* [1995] ont également proposé pour cette région un autre découpage séquentiel dont les bases n'ont pas été clairement définies tant pour les attributions stratigraphiques que pour les limites des séquences de dépôt (fig. 3). Il est donc nécessaire de résumer ces deux opinions afin d'intégrer les données analytiques dans ce cadre.

1.2.1. Les séquences de dépôt de Arnaud et Arnaud-Vanneau [1991] et leurs limites

Des cinq séquences de dépôt barrémiennes, les deux premières (séquences BA1 et BA2) ainsi que le prisme de bas niveau de la troisième (séquence BA3) forment un ensemble globalement progradant qui correspond à la formation des Calcaires de Glandasse (§ 1.3.1.). Ces niveaux disparaissent vers l'intérieur de la plate-forme par onlaps progressifs. Le prisme de haut niveau de la séquence BA3 et les deux dernières séquences de dépôt constituent un ensemble d'abord rétrogradant puis agrandant correspondant aux Calcaires urgoniens inférieurs (§ 1.3.2.) qui s'observent pour cela dans toute la région considérée. À l'Aptien inférieur, la séquence AP1 (couches inférieures à orbitolines et Calcaires urgoniens supérieurs) débute par une chute importante du niveau de la mer, suivie par une remontée rapide qui ennoie toute la plate-forme (couches inférieures à orbitolines, § 1.3.2.). Au-dessus, la séquence AP2 a une évolution similaire mais elle est caractérisée par un ennoiment plus prononcé de la plate-forme (couches supérieures à orbitolines, § 1.3.3.).

En raison de l'organisation géométrique générale des corps sédimentaires, les deux premières limites de séquences de dépôt (SbB1 et SbB2) sont connues seule-

ment sur la bordure de la plate-forme et ne feront pas ici l'objet de commentaires plus détaillés. Au-dessus, les autres limites de séquences de dépôt permettent au contraire des corrélations à l'échelle régionale.

La limite de séquence de dépôt SbB3 est partout caractérisée par des indices d'émersion précoce jusque sur la bordure de la plate-forme (coupe de Pré Imbert), des ravinements et des remaniements importants. Du Vercors central au Jura neuchâtelais, la limite SbB3 est située à la base des Calcaires urgoniens. Dans ce secteur, l'importance des ravinements est soulignée par la discordance régionale des Calcaires urgoniens sur des niveaux d'âge varié d'une coupe à une autre, alors que les remaniements au sein des faciès de transgression sus-jacents à la SbB3 concernent les éléments, la faune (micro et macro) et les faciès (présence de blocs souvent perforés de dimensions centimétriques à pluridécimétriques comme dans les Gorges du Nant, à la Chambotte, aux Monts de Musiège). L'ampleur des remaniements avait été largement sous-estimée ou ignorée jusqu'à une époque très récente, mais s'observe bien dans la plupart des coupes, y compris, par exemple, dans les « marnes de la Russille » [Blanc-Alétru, 1995]. C'est la sous-estimation de ce problème qui nous avait conduit, dans la coupe de la Chambotte (Jura méridional), à placer la limite SbB3 entre les calcaires argileux néocomiens et les calcaires bioclastiques, alors qu'elle est située légèrement en dessous. C'est aussi ce qui avait entraîné Charollais *et al.* [1992] à imaginer une sédimentation continue dans la même coupe. En résumé, sur substrat argilocarbonaté, les limites des séquences de dépôt majeures, telles que la SbB3, se manifestent surtout par des ravinements et des remaniements conséquents, mais moins ou pas du tout par des indices d'émersion et de karstification, probablement en raison de l'importance des érosions.

Plus haut, la première limite de séquence de dépôt définie dans les Calcaires urgoniens inférieurs est la SbB4 marquée, au Col de Rousset (fig. 16), par la disposition en onlaps du prisme de bas niveau et de la base de l'intervalle transgressif de la séquence BA4. A partir de la Forêt de Lente (Vercors méridional) et vers le nord, la SbB4 est soulignée par une dolomitisation importante et des paléokarstifications polyphasées (Combe Laval, Grands Goulets, Gorges de la Bourne, Gorges du Nant [Arnaud-Vanneau et Carrio, 1994]) dont les plus anciennes sont d'âge barrémien. Dans la Chartreuse, les Bornes et le Jura, l'émersion liée à cette limite de séquence de dépôt est marquée soit par des dissolutions précoces (dissolution d'oolites, par exemple dans les Gorges du Frou [Arnaud-Vanneau, 1980] ou le Jura [Blanc-Alétru, 1995]), soit par l'existence d'un paléokarst avec un remplissage de micrites à charophytes (Plateau d'Andey et vallée du Borne [Wermeille, 1996]).

Les limites de séquence de dépôt SbB5 et SbA1 sont beaucoup plus haut et leur âge barrémien terminal et aptien basal est attesté par des palynoflores et des Charophytes pour les deux (Gorges du Frou, Mojon et

Médus [1990]), et par des ammonites pour la seconde (§ 3.3.). Toutes deux sont caractérisées par des émer-sions prolongées responsables d'une histoire diagéné-tique complexe [Arnaud-Vanneau et Carrio, 1994]. Chacune de ces limites de séquence de dépôt est caracté-risée en outre par l'importance des ravinements et la présence d'un réseau de vallées incisées, surtout le long du front subalpin du Vercors et de la Chartreuse.

La limite de séquence SbA2 est située au toit des Calcaires urgoniens qu'elle sépare des couches supé-rieures à orbitolines. Très érosive, liée à de grandes vallées incisées et des paléokarsts, cette limite n'est plus connue au nord de la Chartreuse occidentale en raison des érosions créacées et tertiaires.

1.2.2. Les séquences de dépôt de Clavel *et al.* [1994a et 1995]

Ces auteurs subdivisent l'Hauterivien-Barrémien en plusieurs séquences de dépôt (fig. 3) dont la reconnais-sance semble être basée en grande partie sur la micro-faune (la zonation d'ammonites de Busnardo [1984] citée dans ce paragraphe est celle utilisée par ces auteurs ; pour les comparaisons, se reporter à la figure 2) :

- La séquence HA4, à cheval sur les zones à Cruasense et à Sayni, serait caractérisée à son sommet par *Praedictyorbitolina claveli*.
- La séquence HA5, à cheval sur les zones à Sayni et à Balearis de l'Hauterivien supérieur serait caractéri-

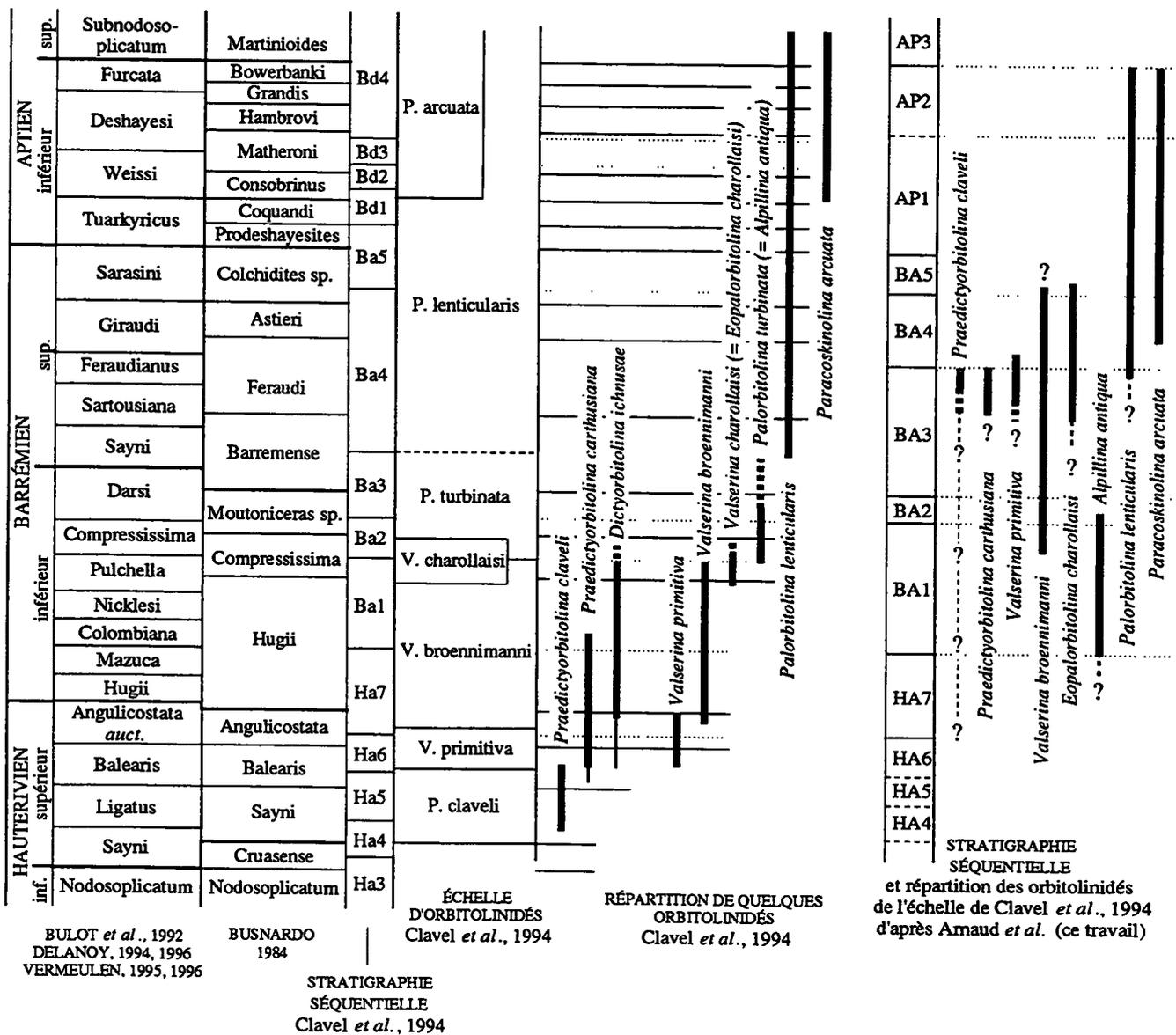


FIG. 3. - Stratigraphie séquentielle et échelle d'orbitolinidés de Clavel *et al.* [1994]. Les espèces représentées appartiennent pour l'essentiel aux deux lignées décrites par Schroeder [in Clavel *et al.*, 1994a et Clavel *et al.*, 1995]. À titre de comparaison ont été figurées la stratigraphie séquentielle et les répartitions d'orbitolinidés que nous proposons (hormis pour *Dictyorbitolina ichnusae* qui est inconnue dans les massifs subalpins septentrionaux et le Jura).

sée par *Praedictyorbitolina claveli* et, au sommet, par l'association *P. claveli* - *Praedictyorbitolina carthusiana*.

- La séquence HA6 (zones à Balearis et Angulicostata de l'Hauterivien supérieur) par *Praedictyorbitolina claveli* à la base et, au-dessus, par *Praedictyorbitolina carthusiana*, *Dictyorbitolina ichnusae* et *Valserina primitiva*.

- La séquence HA7 (zones à Angulicostata de l'Hauterivien supérieur et zone à Hugii du Barrémien inférieur) par l'association *Praedictyorbitolina carthusiana*, *Dictyorbitolina ichnusae*, *Valserina primitiva* et *Valserina broennimanni*.

- La séquence BA1 (zone à Hugii et base de la zone à Compressissima du Barrémien inférieur) par *Praedictyorbitolina carthusiana*, à la base, et par *Dictyorbitolina ichnusae* et *Valserina broennimanni* associées à *Eopalorbitolina charollaisi* au sommet.

- La séquence BA2 (sommet de la zone à Compressissima et base de la zone à Moutoniceras sp. du Barrémien inférieur) par l'association de *Valserina charollaisi* et de *Palorbitolina turbinata*.

- La séquence BA3 (à la limite entre les zones à Moutoniceras sp. du Barrémien inférieur et de la zone à Barremense de la base du Barrémien supérieur) par la présence de *Palorbitolina turbinata* seule.

- La séquence BA4, qui débiterait au sommet de la zone à Barremense, serait caractérisée par l'apparition de *Palorbitolina lenticularis*, qui se rencontre aussi dans les séquences Ba5 et Bd1.

- Les séquences Bd2 à Bd4, de l'Aptien inférieur, seraient caractérisées par *Paracoskinolina arcuata*.

Dès à présent, nous pouvons rejeter ce découpage séquentiel pour des raisons tant stratigraphiques que séquentielles. Sur le plan stratigraphique, nous signalerons (§ 5.1.1.) qu'*Eopalorbitolina charollaisi* (= *Valserina charollaisi* de Clavel *et al.* [1994a et 1995]) est attestée dans la zone à Feraudianus et que sa présence est possible plus bas dans la zone à Sartousiana mais qu'elle n'a jamais été rencontrée dans le Barrémien inférieur. Il en résulte donc un décalage stratigraphique important pour toutes les autres espèces citées ci-dessus et représentées sur la figure 3.

Sur le plan séquentiel, les corrélations régionales infirment également cette opinion. L'exemple de la séquence HA6 de Clavel *et al.* [1995, fig. 4 et 5] peut être pris pour illustrer ce point. En Chartreuse (coupe des Gorges du Frou) cette séquence correspond pour sa partie supérieure à notre séquence de dépôt BA3 qui a livré selon ces auteurs *Valserina broennimanni*, *Praedictyorbitolina carthusiana* et, dans sa partie inférieure, *Praedictyorbitolina claveli* (§ 5.3.5.). À son sommet, la limite entre les séquences HA6 et HA7, qui serait située dans la zone à Angulicostata de l'Hauterivien supérieur selon Clavel *et al.* [1995], correspond, autant que le schéma de leur figure 4 permet

d'en juger, à notre limite de séquence BA4. Cette limite de séquence de dépôt, caractérisée par des indices d'émergence, et notamment par de fréquentes traces de paléokarstification, se suit parfaitement de coupe en coupe jusqu'aux Grands Goulets (fig. 36) où elle est située près de 100 m au-dessus des marnes M46 [Arnaud, 1981] sous lesquelles Clavel *et al.* [1987] ont recueilli une *Torcapella* sp. du Barrémien inférieur non basal.

1.3. Lithostratigraphie

Depuis plus d'un siècle, de très nombreuses études ont été consacrées aux calcaires de plate-forme du Barrémien-Aptien inférieur, tant dans les massifs subalpins septentrionaux que dans le Jura. Il en a résulté de nombreuses dénominations concernant des ensembles lithologiques, souvent mal définis, dont l'usage s'est révélé relativement malcommode, en particulier pour les séries du Jura. Nous n'y reviendrons pas dans la mesure où l'historique et l'évolution de la lithostratigraphie de ce secteur ont été largement détaillés, notamment dans les publications les plus récentes [Blanc-Alétru, 1995].

Parmi les dénominations, les plus fréquentes sont celles de calcaires urgoniens ou d'Urgonien, termes qui, depuis le siècle dernier, ont été réservés dans le Sud-Est de la France et en Suisse romande aux formations caractérisées par la présence et l'abondance des calcaires à rudistes.

Plus récemment, en raison de l'organisation facio-logique et géométrique des dépôts, nous avons proposé de distinguer deux formations superposées [Arnaud, 1981 ; Arnaud et Arnaud-Vanneau, 1991] :

- à la base, la formation des Calcaires de Glandasse, comprise entre la base du Barrémien et la zone à Sartousiana du Barrémien supérieur ;

- au sommet, la formation des Calcaires urgoniens située au-dessus du maximum de transgression de la zone à Sartousiana du Barrémien supérieur, est subdivisée en trois membres (§ 1.3.2.) et s'étend largement sur tous les massifs subalpins septentrionaux et une partie du Jura.

1.3.1. Définition de la Formation des Calcaires de Glandasse

La Formation des Calcaires de Glandasse tire son nom du plateau de Glandasse, à l'extrémité sud-est du Vercors, où les calcaires bioclastiques épais qui la constituent affleurent sur de très grandes surfaces (fig. 7). Plus au nord, elle affleure encore très largement dans la partie sud du Plateau du Veymont et forme la falaise orientale du Vercors jusqu'à la faille de Carette (fig. 6). Elle s'amenuise progressivement au nord de celle-ci et disparaît presque complètement à partir des Deux Soeurs. À l'est, les Calcaires de Glandasse sont bien développés dans la partie sud de la Forêt de Lente

(fig. 17), puis ils disparaissent progressivement par onlaps jusqu'à Combe Laval et à la vallée de la Vernaison où ils forment seulement le soubassement peu épais des Calcaires urgoniens.

Origine du nom : du plateau de Glandasse (sud-est du Vercors).

Lithologie : les faciès bioclastiques grossiers dominent. Les faciès oolitiques et les niveaux à madréporaires sont localement bien développés. Les bancs à rudistes sont très rares (par exemple, sommet du prisme de haut niveau de la séquence BA2, coupe de Pré Imbert, fig. 11), mais peuvent s'observer parfois à l'extrémité amont des terminaisons en onlaps. Vers le bassin, les calcaires bioclastiques passent latéralement à des calcaires argileux et marnes très épais qui n'appartiennent plus à cette formation.

Niveau stratigraphique : Barrémien inférieur et base du Barrémien supérieur, jusqu'à la zone à Sartousiana *pro parte* (de la limite de séquence de dépôt SbB1 au maximum de transgression de la séquence BA3).

Coupes de références : partie nord du Plateau de Glandasse (coupe du Pas de l'Essaure au flanc nord du sommet du Rancou en passant par La Montagnette et la Croix de Lautaret, fig. 7). Pour la partie supérieure, d'autres coupes peuvent être également considérées : partie sud du plateau du Veymont jusqu'à la base des marnes de Font Froide, cirque d'Archiane jusqu'à la base des marnes de Tussac ou des marnes de Baume Rousse (fig. 10).

1.3.2. Définition de la Formation des Calcaires urgoniens

Dans cette région, la Formation des Calcaires urgoniens *sensu* Arnaud [1981] correspond à l'ensemble des couches situées au-dessus de la base des marnes de Font Froide, c'est-à-dire au-dessus du toit des Calcaires de Glandasse, niveau le plus riche en *Camereiceras limentinus* (THIEULOY) de la zone à Sartousiana du Barrémien supérieur (horizon à *limentinus* de Delanoy [1996, 1997]). De par cette définition, il est clair que les calcaires essentiellement bioclastiques qui constituent le Mont Aiguille et la falaise orientale du Vercors depuis les Rochers du Parquet jusqu'au Pas Morta, légèrement au sud de la faille de Carette (fig. 6), n'appartiennent pas aux Calcaires urgoniens, mais aux Calcaires de Glandasse car ils sont situés au-dessous des marnes de Font Froide ou, au nord, de son équivalent latéral bio-

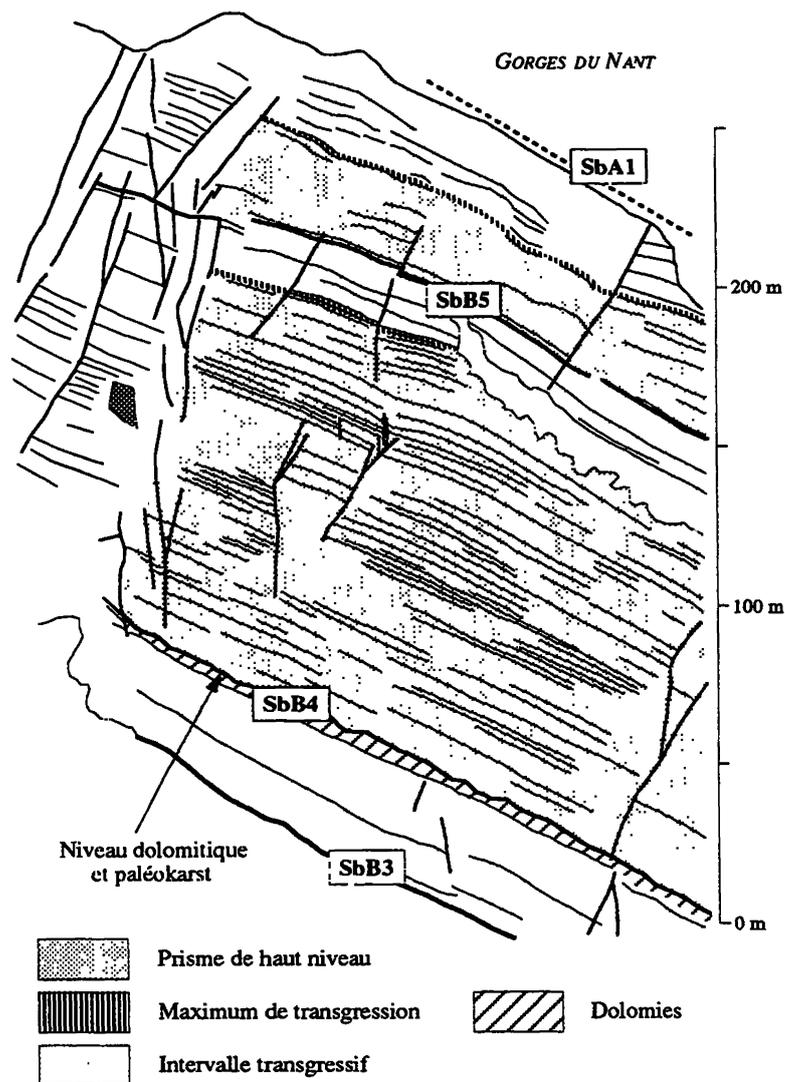


FIG. 4. – Les Calcaires urgoniens inférieurs dans la falaise sud-ouest des Gorges du Nant. Les couches inférieures à orbitolines sont situées sur le replat qui surmonte la falaise.

clastique [Arnaud, 1981, fig. 69]. Ce n'est qu'au nord de la faille de Carette que les Calcaires urgoniens forment progressivement la totalité de la falaise qui court vers le nord-est du Vercors jusqu'au Moucherotte (fig. 6).

Origine du nom : dénomination utilisée historiquement depuis le siècle dernier pour désigner, dans les massifs subalpins septentrionaux, les calcaires de plate-forme, souvent riches en rudistes, comparables à ceux de l'Urgonien de la localité-type d'Orgon.

Lithologie : les Calcaires urgoniens sont constitués essentiellement par des calcaires à rudistes et, accessoirement, par des calcaires bioclastiques. Des niveaux marneux subordonnés, localement très développés, existent également dans la partie supérieure de la formation (par exemple les couches inférieures à orbitolines). À ces Calcaires urgoniens *sensu stricto* on peut ajouter aussi, par commodité, les calcaires à silex et les

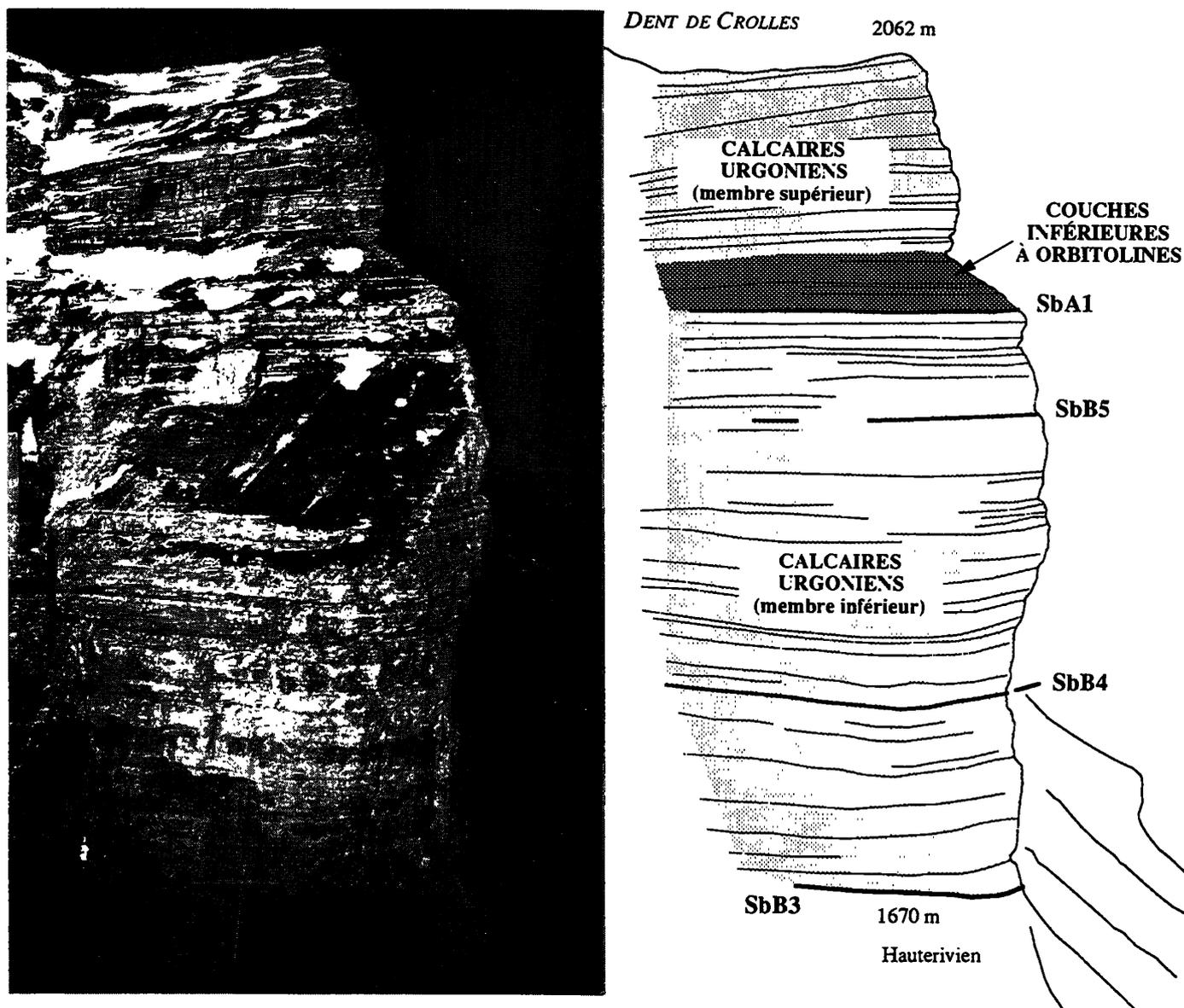


FIG. 5. – Les subdivisions de la formation des Calcaires urgoniens dans la falaise de la Dent de Crolles (massif de la Chartreuse).

calcaires argileux hémipélagiques qui en sont les équivalents latéraux jusqu'à quelques kilomètres au plus à l'extérieur de la bordure de la plate-forme urgonienne (par exemple le sud du plateau de Vassieux et la région de Plan de Baix).

Niveau stratigraphique : Barrémien supérieur (à partir de la zone à Sartousiana) et Aptien inférieur (Bédoulien) *pro parte* (prisme de haut niveau de la séquence de dépôt BA3, séquences BA4, BA5 et AP1).

Coupes de références : deux coupes peuvent servir de référence.

– La coupe du Col de Rousset, sur la bordure de la plate-forme urgonienne, caractérisée par la prépondérance des faciès bioclastiques (fig. 16 et 21). Les Calcaires urgoniens débutent au-dessus de la base des

marnes de Font Froide. La partie inférieure de la coupe, représentée en ce point par des calcaires argileux et des marnes, passe latéralement vers le nord à des calcaires récifaux à madréporaires, puis à des faciès à rudistes (plateau de Vassieux et plateau du Veymont). La partie supérieure de la coupe était jadis surmontée, près de la sortie nord de l'ancien tunnel, par les marnes grésoglaucוניeuses de l'Aptien-Albien.

– La coupe des Gorges du Nant, dans le Vercors septentrional, au-dessus de la limite de séquence de dépôt SbB3 localisée quelques mètres au-dessus de la base des affleurements, le long de la route de Cognin à Mallevall (fig. 4 et 27). La partie terminale des Calcaires urgoniens y est érodée sous la surface de discordance anté-sénonienne.

Subdivisions : la formation des Calcaires urgoniens est subdivisée en trois membres connus depuis le siècle dernier : deux membres calcaires, respectivement la « masse inférieure de l'Urgonien » et la « masse supérieure de l'Urgonien » [Arnaud *et al.*, 1976] (simplifiés en « Calcaires urgoniens inférieurs » et « Calcaires urgoniens supérieurs » dans ce qui suit) séparés par les « couches inférieures à orbitolines » formées par des faciès transgressifs lités, souvent riches en intercalations marneuses (fig. 5). La coupe des Gorges du Nant peut servir de référence pour les Calcaires urgoniens inférieurs et pour les couches inférieures à orbitolines. La coupe du Balcon des Écouges [Arnaud-Vanneau, 1980, membre Ai2, fig. 64] montre les couches inférieures à orbitolines et les Calcaires urgoniens supérieurs dans leur totalité.

1.3.3. La couche supérieure à orbitolines

Les Calcaires urgoniens sont surmontés par la « couche supérieure à orbitolines », membre essentiellement marneux, discontinu au nord de la vallée de la Vernaison (Vercors) où il est connu seulement en remplissage de vallées incisées ou de poches karstiques. Les ammonites bédouliennes qu'elle renferme permettent d'inclure aussi dans ce sous-étage les Calcaires urgoniens supérieurs. Historiquement, ce membre n'a jamais été inclus dans les Calcaires urgoniens, position que nous maintenons bien que les dépôts correspondants appartiennent sans ambiguïté à la plate-forme urgonienne.

2. – LES ORBITOLINIDÉS DANS LA FORMATION DES CALCAIRES DE GLANDASSE

Le sud du Vercors, du plateau de Glandasse à l'est jusqu'à la dépression de Saint-Julien-en-Quint à l'ouest (fig. 6) est très favorable à l'étude des microfaunes benthiques grâce à cinq caractères principaux : 1) les affleurements y sont très faiblement tectonisés, les failles peu gênantes et les pendages généralement subhorizontaux ou faiblement pentés ; 2) la continuité des affleurements est excellente, ce qui permet de connaître la géométrie des corps sédimentaires ; 3) les deux formations des Calcaires de Glandasse et des Calcaires urgoniens sont très clairement séparées et superposées dans tout le sud du Vercors, du plateau de Veymont à Lente ; 4) les faciès bioclastiques épais de la formation des Calcaires de Glandasse, très homogènes dans toute cette région, correspondent à des environnements de dépôt peu profonds, soumis à une agitation constante ; 5) les Calcaires de Glandasse sont encadrés par des niveaux à ammonites et renferment plusieurs intercalations ayant livré des ammonites qui permettent d'argumenter correctement les âges proposés. En

résumé, comme l'avait déjà souligné Arnaud [1981], ce secteur est le seul des Alpes occidentales et du Jura où les répartitions stratigraphiques des foraminifères benthiques sont connues avec une excellente précision.

L'analyse détaillée est connue depuis longtemps [Arnaud-Vanneau *et al.*, 1976 ; Arnaud, 1981]. Toutefois, l'évolution des concepts, les études plus récentes sur ce secteur, de nouvelles collectes de céphalopodes et, surtout, une meilleure connaissance des répartitions des taxons d'ammonites du Barrémien nous conduisent aujourd'hui à compléter et à réviser les conclusions antérieures et à proposer une répartition stratigraphique plus précise pour les orbitolinidés de cette époque.

2.1. Les datations par ammonites

La formation des Calcaires de Glandasse, constituée pour l'essentiel par des faciès bioclastiques généralement grossiers à très grossiers, affleure des environs de la Grande Moucherolle au nord-est à la Forêt de Lente à l'ouest, en englobant au sud tous les plateaux du Veymont et de Glandasse (fig. 6). Elle est encadrée, à la base, par des faciès hémipélagiques ou pélagiques du Barrémien inférieur [zone à *Hugii sensu* Busnardo, 1984] et, au sommet, par les marnes de Font Froide (fig. 2) ou leurs équivalents latéraux bioclastiques ou non (marnes de Tussac, marnes de Baume Rousse [Arnaud, 1981]) datées de la zone à Sartousiana (§ 3.1.1), c'est-à-dire de la partie basale de l'ancienne zone à *Feraudi* de Busnardo [1984].

Partout dans ce secteur, la base des faciès bioclastiques de la formation des Calcaires de Glandasse repose, le plus souvent sans transition, sur du Barrémien hémipélagique, que ce soit au Grand Veymont [Arnaud, 1981 ; Busnardo *et al.*, 1991], au Mont Aiguille [Busnardo *et al.*, 1991], sur le pourtour du plateau de Glandasse et *a fortiori* plus à l'ouest [Arnaud, 1981 ; Virlovet, 1997].

2.1.1. Âge des couches sous-jacentes aux Calcaires de Glandasse

Sur le pourtour du plateau de Glandasse (Vercors méridional), les bancs bioclastiques les plus anciens se rencontrent au nord de la Montagnette (fig. 7), au-dessus de la limite de séquence de dépôt SbB1. Au Pas de l'Essaure, à la base de ce que nous appellerons la coupe de la Montagnette (fig. 8), la base des Calcaires de Glandasse est déjà située dans le Barrémien inférieur. En ce point, les calcaires bioclastiques grossiers qui surmontent la limite de séquence de dépôt SbB1 sont situés en effet à une quinzaine de mètres au-dessus d'un banc de calcaire hémipélagique fin qui nous avait livré [Arnaud-Vanneau *et al.*, 1976 ; Arnaud, 1981] de très nombreuses ammonites du Barrémien inférieur, zone à *Hugii sensu* Busnardo [1984], ce qui a été confirmé

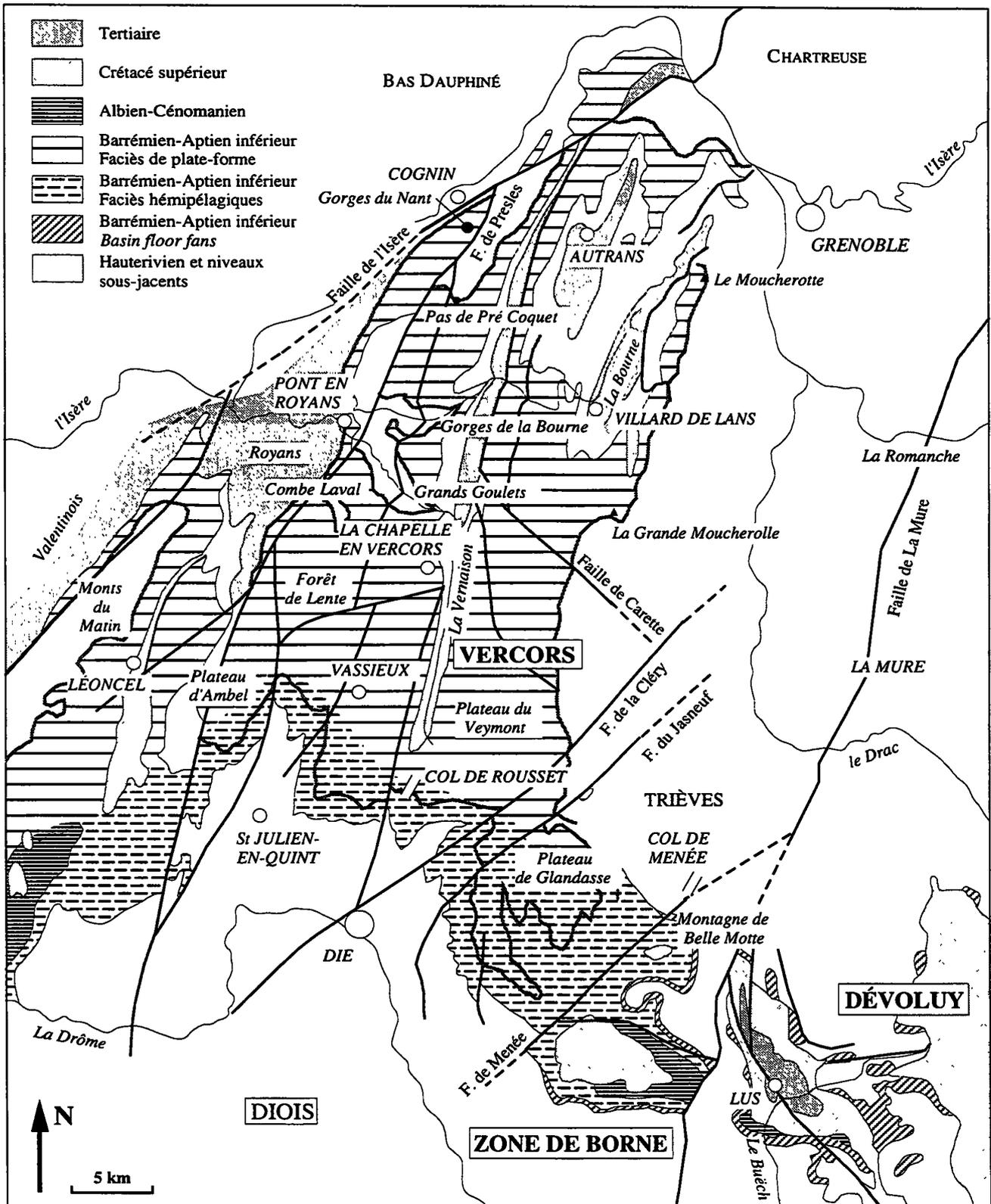


FIG. 6. - Carte géologique simplifiée du Vercors, du Diois oriental et du Dévoluy septentrional. Trait gris épais : falaise périphérique du Vercors.

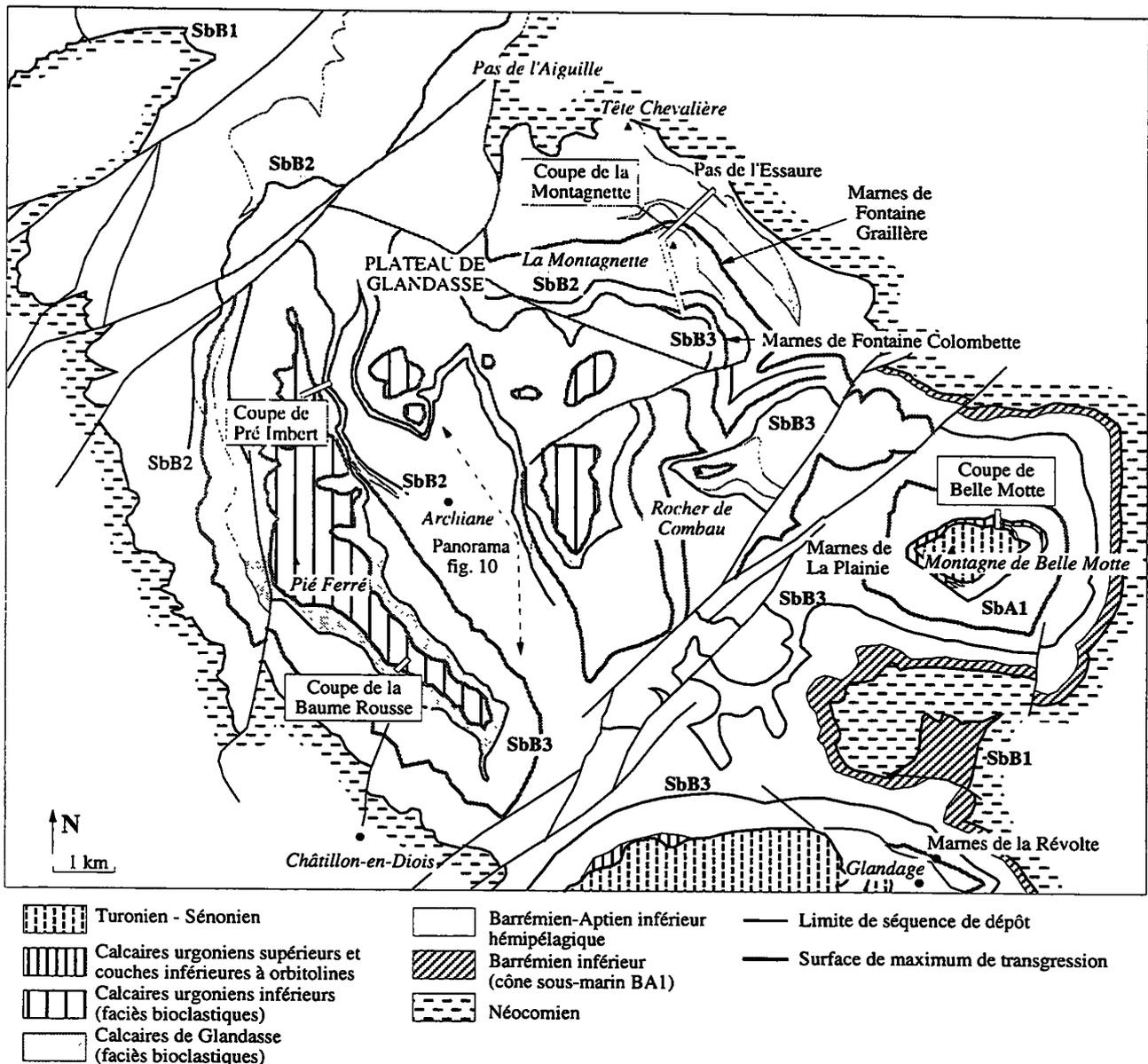


FIG. 7. – Carte schématique du plateau de Glandasse montrant la localisation des coupes figurées dans cet article.

ultérieurement par Clavel *et al.* [1987]. Ce niveau fossilifère surmonte lui-même des bancs datés de l'Hauterivien supérieur.

Les principales espèces sont les suivantes : *Pseudothurmannia* cf. *catulloi* (PAR.), [= *Pseudothurmannia angulicostata* (D'ORB.) in Arnaud, 1981], *Phylloceras* (*Phylloceras*) cf. *robionense* COLL., *Phyllopachyceras infundibulum* (D'ORB.), *Emericiceras thiollierei* (ASTIER), *Acrioceras* sp. [= *Acrioceras* (*Acrioceras*) *tabarelli* (ASTIER) et *Acrioceras* (*Acrioceras*) cf. *pruvosti* SARKAR in Arnaud, 1981], *Hamulinites* cf. *parvulus* (UHLIG), *Avramidiscus hugii* (OOSTER), *Avramidiscus* cf. *oosteri* (SAR. & SCHOND.), *Avramidiscus kiliani* (PAQUIER), *Avramidiscus* cf. *heeri* (OOSTER) [= *Spitidiscus* gr. *vandenheckii* (D'ORB.)-*heeri* (OOSTER) in Arnaud, 1981], *Discoidellia favrei*

(OOSTER), *Barremites difficilis* (D'ORB.) et *Melchiorites cassidoides* (UHLIG). Selon J.-P. Thieuloy [*in* Arnaud-Vanneau *et al.*, 1976, repris par Arnaud, 1981], cette association pouvait se situer dans l'intervalle marno-calcaire compris entre les bancs 75 à 87 de la coupe d'Angles. Nous confirmons cette datation en précisant que les marnes du Pas de l'Essaure se trouvent dans la zone à Mazuca du Barrémien basal qui, d'après Vermeulen [1995b], correspond à la partie submédiane de la zone à *Hugii* proposée à Digne [Hoedemaeker et Bulot, 1990] et à la partie sub-basale de l'immense zone à *Hugii* de Busnardo [1984]. Ces estimations permettent de corréler la limite de séquence SbB1 du Vercors [*sensu* Arnaud et Arnaud-Vanneau, 1991] avec la base du banc 89 du Barrémien stratotypique, comme l'ont également proposé Clavel *et al.* [1995]. À Angles, le

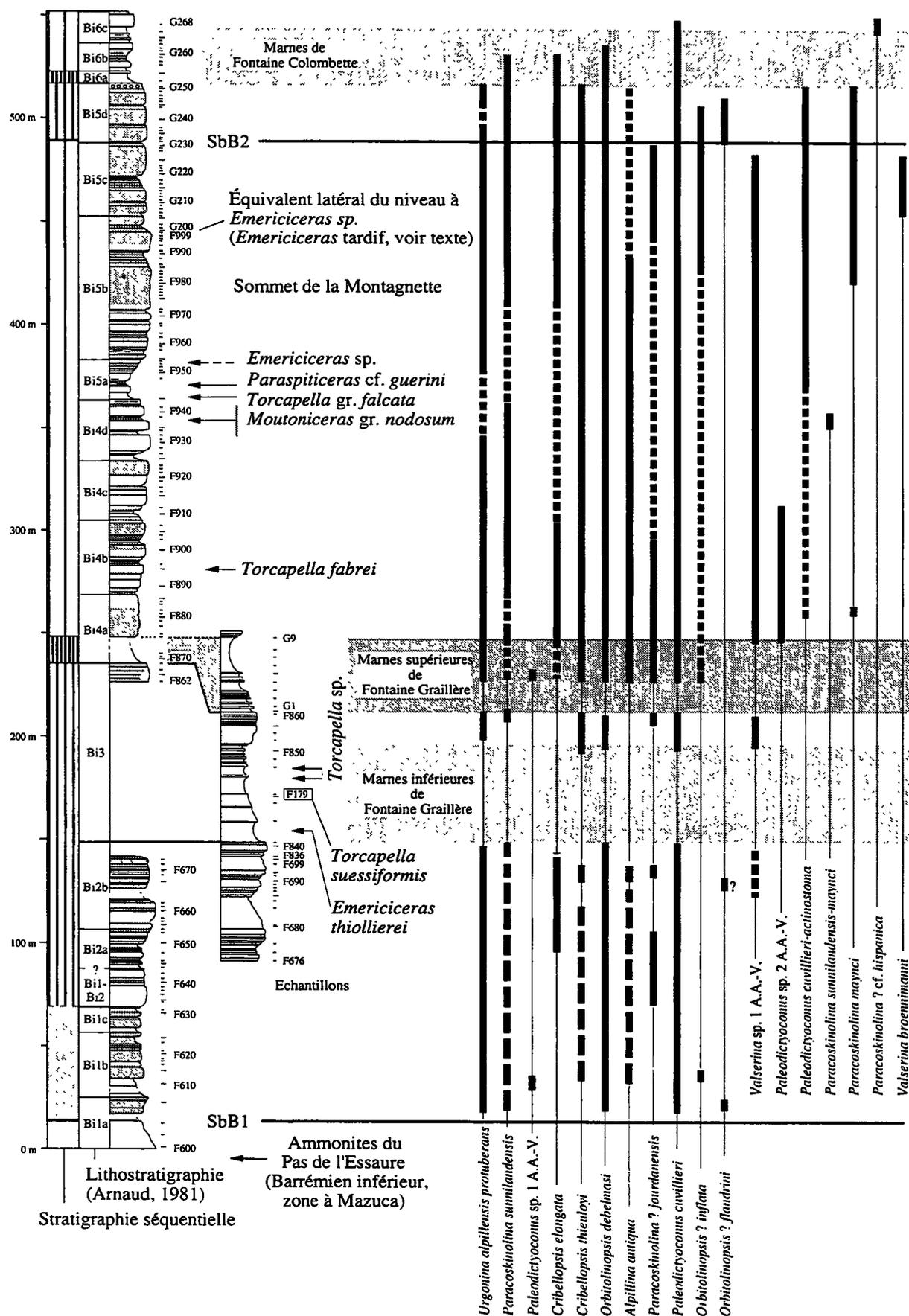


FIG. 8. – Coupe du Pas de l'Essaure à la Montagnette. Cette figure regroupe trois coupes qui permettent de recenser les taxons d'orbitolinidés présents dans la séquence de dépôt BA1. Les *Torcapella* sont dans et juste au-dessus des niveaux marneux de Fontaine Graillière (elles encadrent le maximum de transgression de la séquence de dépôt BA1). Légende : voir figures 21 et 27.

banc 89 marque la base de la zone à Colombiana [Vermeulen, 1995b] ce qui nous conduit à placer, par corrélation séquentielle, la limite de séquence de dépôt Sbb1 à l'extrême base de la zone à Colombiana.

La présence de très rares *Pseudothurmannia* associées à la faune barrémienne du Pas de l'Essaure n'est pas problématique. En effet, l'association *Pseudothurmannia-Avramidiscus hugii* a déjà été signalée [Hoedemaeker, 1994, p. 224] et pourrait peut-être signifier que les ultimes représentants du genre *Pseudothurmannia* perdurent à l'extrême base du Barrémien.

2.1.2. Autres niveaux fossilifères de la coupe de la Montagnette (Calcaires de Glandasse)

La séquence de dépôt BA1

La coupe de la Montagnette (fig. 8), levée banc par banc entre le Pas de l'Essaure et la Fontaine Colombette située au-dessus du sommet de la Montagnette, a livré des ammonites en différents niveaux.

1. Un gros *Emericiceras thiollierei* (ASTIER) semblable à ceux rencontrés au sommet de la zone à Nicklesi et dans la zone à Pulchella, a été récolté dans

les calcaires argileux situés sous les marnes de Fontaine Graillère (membre Bi2, Arnaud [1981]).

2. Quatre *Torcapella* ont été recueillies respectivement dans la partie supérieure des marnes inférieures de Fontaine Graillère (*Torcapella suessiformis* BUSNARDO, échantillon F179), dans la partie inférieure des marnes supérieures de Fontaine Graillère et dans les calcaires bioclastiques faiblement argileux du membre Bi4 *sensu* Arnaud [1981] dans un des bancs compris entre les échantillons F890 et F900 de la coupe de la Montagnette (*Torcapella fabrei* TORCAPEL, fig. 8 et 9). Les faunes habituelles du genre *Torcapella* se répartissent du sommet de la zone à Nicklesi jusqu'à la partie moyenne de la zone à Darsi [*sensu* Vermeulen, 1996] avec deux maxima d'abondance, le premier dans la zone à Compressissima de Vermeulen [1995b], équivalent au banc 118 de la coupe d'Angles, le second, parfois très riche, dans la partie inférieure de la zone à Darsi, dans des niveaux équivalents aux bancs 125 à 140 de la coupe stratotypique d'Angles. Par référence à la zonation de Busnardo [1984] cet intervalle correspond à la zone à Compressissima, à la zone à Moutoniceras sp. et à la base de la zone à Barremense, avec un maximum de fréquence à la limite entre les zones à Compressissima et à Moutoniceras sp. (fig. 2).

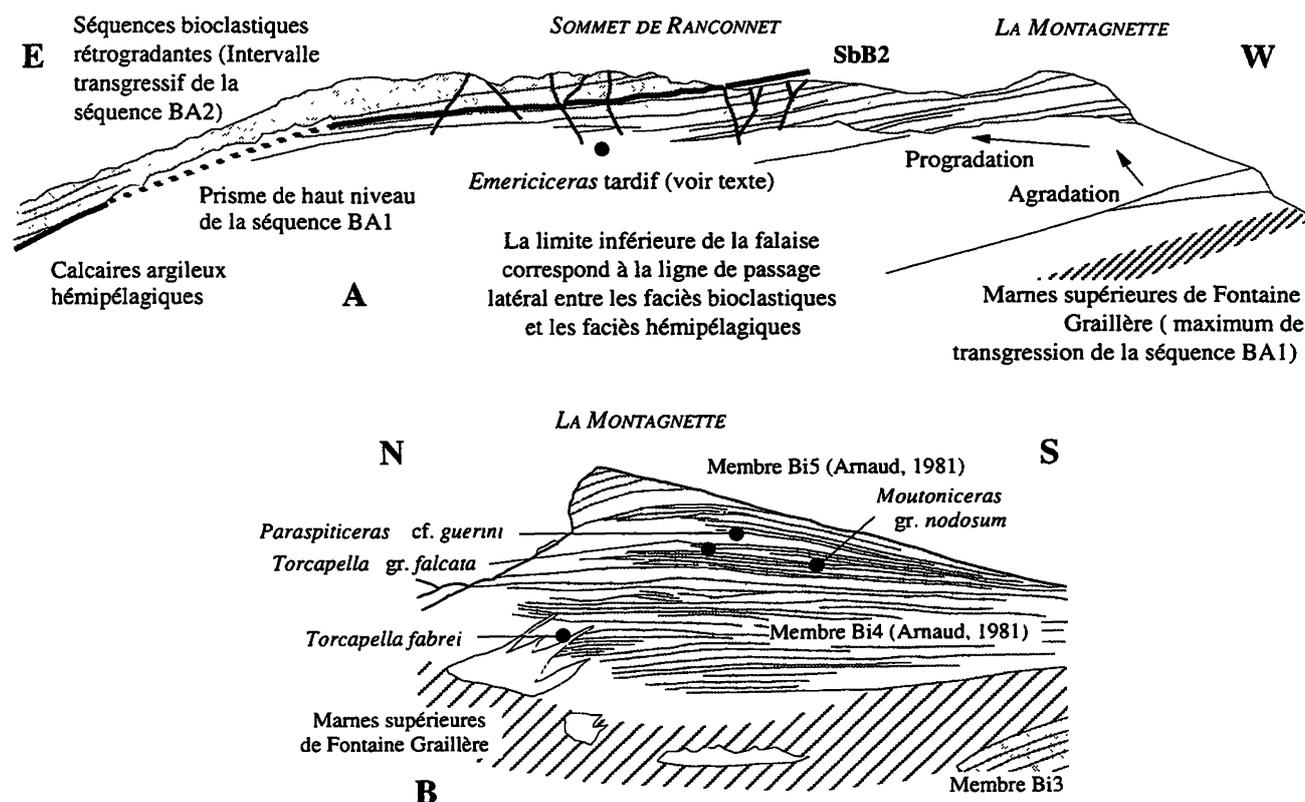


FIG. 9. – Panorama de la Montagnette montrant la disposition des couches et la localisation des quelques ammonites recueillies. Au-dessus des marnes supérieures de Fontaine Graillère, la coupe de la figure 8 a été levée le long de la ligne de crête jusqu'au sommet de Ranconnet, puis sur le plateau jusqu'à la Fontaine Colombette. A, panorama vu depuis la bergerie de Combau. B, panorama du versant est de la Montagnette. Faciès bioclastiques en gris, faciès hémipélagiques en blanc.

3. Un gros fragment de *Moutoniceras* gr. *nodosum* (D'ORB.) trouvé par K.J. McDonough dans la partie inférieure du replat situé sous la falaise de la Montagnette (fig. 9). Nous n'avons pas pu situer avec précision sa localisation dans l'intervalle compris entre les échantillons F925 et F945 de notre coupe. La répartition du genre *Moutoniceras* va de la base de la zone à Pulchella jusqu'à la partie supérieure de la zone à Darsi [zonation de Vermeulen, 1996], soit du sommet de la zone à Hugii à la base de la zone à Barremense [zonation de Busnardo, 1984]. Le maximum de fréquence s'observe au sommet de la zone à Pulchella et dans la zone à Compressissima de Vermeulen [1995b] (bancs 114 à 125 de la coupe d'Angles).

4. Quatre ammonites proviennent de la base du même replat plus argileux, à un niveau probablement très proche de celui qui a livré le *Moutoniceras* précédent. Il s'agit de deux *Barremites* sp., un *Emericiceras* sp. et une *Torcapella* gr. *falcata*.

5. Un gros *Paraspiticeras* cf. *guerini* (D'ORB.) a été récolté près du sommet du replat situé sous la falaise sommitale de la Montagnette (fig. 9), c'est-à-dire là où a été prélevé l'échantillon F946. Les *Paraspiticeras* du Barrémien sont encore mal connus, mais leur répartition va de la base de la zone à Hugii à la zone à Compressissima de Vermeulen [1995b, 1996]. Leur maximum de fréquence se trouve dans la zone à Compressissima de Vermeulen [1995b] qui s'étend du banc 115 au banc 124 de la coupe d'Angles (intervalle qui est donc situé à cheval sur la limite des zones à Compressissima et *Moutoniceras* sp. de Busnardo [1984]). Quant à l'espèce *P. guerini* (D'ORB.), elle se rencontre dans la zone à Compressissima de Vermeulen [1995b].

6. Un fragment de gros *Emericiceras* sp. trouvé en éboulis au niveau du *Paraspiticeras* précédent, mais dont la couleur semble indiquer qu'il proviendrait du sommet du replat, juste sous la falaise de la Montagnette.

7. Un gros fragment d'*Emericiceras* récolté par D. Beynard, du gîte de Bénevisse, sous la falaise de la Montagnette, au sommet du ravin situé entre la Montagnette et le sommet du Rancou. Il s'agit d'un *Emericiceras* tardif, intermédiaire entre les *Emericiceras* rencontrés dans les zones à Nicklesi et à Pulchella du Barrémien inférieur et les *Ancyloceras* du Barrémien supérieur.

Bien que rares, les ammonites de cette coupe indiquent clairement que l'intervalle allant de la partie supérieure des marnes inférieures de Fontaine Graillère à la base de la falaise de la Montagnette (échantillon F955) comprend le sommet de la zone à Pulchella et tout ou partie de la zone à Compressissima de Vermeulen [1995b], c'est-à-dire l'intervalle correspondant à la zone à Compressissima et à la base de la zone à *Moutoniceras* sp. de Busnardo [1984]. Plus précisément, la superposition *Torcapella fabrei* (TORC.), *Moutoniceras* gr. *nodosum* (D'ORB.) et *Paraspiticeras* cf. *guerini* (D'ORB.) entre les échantillons F890 et F946 de la coupe de la Montagnette

permet de situer cet intervalle aux alentours des bancs 112-5 à 118 de la coupe d'Angles. Selon cette interprétation, les marnes supérieures de Fontaine Graillère, qui correspondent au maximum de transgression (*maximum flooding surface*) de la séquence de dépôt BA1 [Arnaud et Arnaud-Vanneau, 1991], se situeraient au niveau des bancs 114 à 116 de la coupe stratotypique d'Angles (limite des zones à Pulchella et à Compressissima de Vermeulen, 1995b). Dans ce contexte, la limite de séquence de dépôt SbB2 [Arnaud et Arnaud-Vanneau, 1991], située sous le sommet de Ranconnet (fig. 7 et 8) se localiserait au sommet de la zone à Compressissima ou à la base de la zone à Darsi de Vermeulen [1995b], donc dans la partie inférieure de la zone à *Moutoniceras* sp. de Busnardo [1984].

La séquence de dépôt BA2

Dans le secteur oriental du plateau de Glandasse, la seule ammonite connue dans cette séquence de dépôt a été trouvée le long du chemin conduisant d'Archiane au plateau de Glandasse, à la base d'une paraséquence du prisme de bas niveau progradant. Il s'agit d'une *Torcapella* gr. *barremense* (ROCH), espèce qui, d'après J. Vermeulen se rencontre dans la zone à Darsi du Barrémien inférieur sommital (à un niveau qui, dans l'état actuel des connaissances, correspondrait aux bancs 125 à 147 de la coupe d'Angles).

La partie inférieure de la séquence de dépôt BA3, située entre la limite de séquence de dépôt SbB3 et les marnes du maximum de transgression [marnes de Baume Rousse, Arnaud, 1981], n'a pas livré d'ammonites sur le plateau de Glandasse. Plus au nord-est, tant dans la Forêt de Lente que sur le plateau du Veymont, la partie basale de l'intervalle transgressif a livré plusieurs spécimens caractéristiques du Barrémien supérieur. Sur le plateau du Veymont (fig. 15), une belle crose d'? *Audouliceras* sp. a été trouvée dans les calcaires oolitiques de la Grande Cabane qui se suivent en continuité vers l'ouest jusqu'à la coupe de Combe Male au Serre de la Baume où ils correspondent au niveau G370-G380 (fig. 13) appartenant à l'intervalle transgressif de la séquence de dépôt BA3. Ce genre est connu depuis la zone à Sartousiana du Barrémien supérieur jusqu'à l'Aptien inférieur, mais il est clair ici que le niveau G370-G380 appartient à la zone à Sartousiana puisqu'il est situé au-dessous des marnes de Font Froide appartenant à cette zone (§ 3.1.1). Dans la Forêt de Lente, ce même intervalle transgressif a livré, dans des calcaires bioclastiques situés à 70 m environ sous les marnes de Font Froide qui couronnent le Serre de Jujuffrey, un très gros *Emericiceras* gr. *barremense* (KILIAN) du Barrémien supérieur, essentiellement localisé dans la zone à Sayni. La position de cet échantillon correspond approximativement à l'échantillon K32 de la coupe voisine du Téleski de la Combe (fig. 23).

La limite de séquence de dépôt SbB3 de Arnaud et Arnaud-Vanneau [1991] n'est pas datée par des ammo-

nites dans ce secteur. Elle correspond à une limite lithologique majeure depuis le sud du Vercors jusqu'au Dévoluy où elle sépare les calcaires massifs de la séquence de dépôt BA3 des calcaires argileux et marnes de la séquence BA2. Une telle limite lithologique existe également dans la coupe stratotypique d'Angles à la base du banc 139, choisi dès 1965 par Busnardo comme limite entre les deux sous-étages du Barrémien (limite des zones à *Moutoniceras* sp. et à *Barremense* de Busnardo [1984]), de sorte que la séquence de dépôt BA3 est, sur cette base, comprise dans le Barrémien supérieur. Une telle interprétation est en tout cas en accord avec les données paléontologiques puisque toutes les rares ammonites recueillies au-dessus de la limite de séquence de dépôt Sbb3 caractérisent le Barrémien supérieur. Si l'on se réfère par contre à la zonation de Vermeulen [1995b], la limite Sbb3 serait située dans la partie supérieure de la zone à Darsi, ce qui la placerait au sommet de son Barrémien inférieur.

2.1.3. Âge des couches sommitales des Calcaires de Glandasse

Selon notre définition, le sommet des Calcaires de Glandasse correspond au dernier banc calcaire situé au-dessous des marnes de Font Froide du Vercors méridional, maximum de transgression de la séquence de dépôt BA3 (= marnes de Baume Rousse du Plateau de Glandasse). Cette limite (base des marnes de Font Froide) correspond également à la base de la formation des Calcaires urgoniens qui englobe ainsi [Arnaud, 1981] les marnes de Font Froide, les marnes de la Béguère et, vers l'intérieur de la plate-forme, leurs équivalents latéraux bioclastiques (§ 3.1.1.).

À l'ouest du Col de Rousset, entre les Rochers de Chironne et le But de l'Aiglette (fig. 15, n°1), le banc sommital des Calcaires de Glandasse [membre Bs1 *sensu* Arnaud, 1981] a livré *Barremites difficilis* (D'ORB.), *Barremites strettostoma* (UHLIG), *Costidiscus recticostatus* (D'ORB.), *Crioceratites (Emericeras)* cf. *barremense* (KILIAN) et surtout de nombreux *Camereiceras limentinus* (THIEULOY) [Arnaud-Vanneau *et al.*, 1976 ; Thieuloy, 1979 ; Arnaud, 1981]. Cette association, caractérisée par sa richesse en *Camereiceras limentinus*, appartient à la zone à Sartousiana et plus précisément à l'horizon à *Camereiceras limentinus* de Delanoy [1996, 1997].

2.1.4. Conclusions

Les datations obtenues pour les Calcaires de Glandasse montrent qu'ils se situent entre la zone à Colombiana [= zone à Hugii *pro parte* de Busnardo, 1984] du Barrémien inférieur et la zone à Sartousiana de la partie moyenne du Barrémien supérieur. De plus, les séquences de dépôt BA1 et BA2 sont d'âge barrémien inférieur car toutes les autres ammonites recueillies en divers points des faciès hémipélagiques du soubassement occidental de la Montagne de Glandasse et du

Vercors méridional appartiennent à ce sous-étage, alors que la séquence de dépôt BA3 se situe dans le Barrémien supérieur car elle n'a livré que des faunes de ce sous-étage. Reste le problème de la limite de séquence de dépôt Sbb3, qui n'est pas très précisément datée par encadrement, mais qui correspond très certainement, par corrélation séquentielle et lithologique, à la limite Barrémien inférieur-Barrémien supérieur telle qu'elle avait été proposée par Busnardo [1965] à la base du banc 138 de la coupe stratotypique d'Angles. Ce cadre stratigraphique nous permet d'étayer sans ambiguïté les répartitions des orbitolinidés du Barrémien inférieur et du Barrémien supérieur, jusqu'à la zone à Sartousiana incluse.

2.2. Répartition des orbitolinidés du Barrémien inférieur et de la base du Barrémien supérieur (jusqu'à la zone à Sartousiana)

Remarque : la zonation de Busnardo [1984] est utilisée dans ce paragraphe lorsqu'elle est nécessaire pour permettre la comparaison avec les travaux de Clavel *et al.* [1993, 1994a et 1995] ; pour les comparaisons avec les zonations de Delanoy [1994 et 1996] et de Vermeulen [1995 et 1996], se reporter à la figure 2.

Les calcaires de Glandasse, essentiellement représentés par des faciès bioclastiques grossiers (faciès de la famille F5, Arnaud *et al.* [1993]), sont très riches en gros foraminifères benthiques typiques des milieux infralittoraux peu profonds, notamment des orbitolinidés. Plusieurs coupes ont été levées banc par banc dans cette formation [Arnaud, 1981], parmi lesquelles les plus complètes, reprises ici, sont les coupes de la Montagnette (fig. 8), qui regroupe les coupes du Pas de l'Essaure-Pré de la Font, du Combau-Fontaine Graillère, de la Montagnette à la Fontaine Colombette de Arnaud [1981], de Pré Imbert (fig. 11), de la Baume Rousse (fig. 12) et du Pas des Écondus-Serre de la Baume (fig. 13). Toutes sont situées sur le plateau de Glandasse sauf la dernière implantée à l'extrémité sud du plateau du Veymont, à l'est du Col de Rousset (fig. 7 et 15). On peut y ajouter la partie basale des coupes du Col de Rousset (fig. 21), du Col de Lachau (fig. 22) et du Téleski de la Combe (fig. 23) dont la position par rapport aux marnes de Font Froide est sans ambiguïté.

Pour Arnaud [1981] ces coupes permettaient de recenser la microfaune de la totalité des Calcaires de Glandasse, du membre Bil au membre Bs1 inclus (fig. 2), dans un contexte de sédimentation continue. La réinterprétation de cette région selon le concept de la stratigraphie séquentielle nous permet d'affirmer maintenant que deux lacunes importantes existent dans les Calcaires de Glandasse au niveau des limites de séquences de dépôt Sbb2 et Sbb3 et que les coupes précédentes ne recourent pas la totalité de la succession. La première de ces lacunes est liée à la limite de séquence

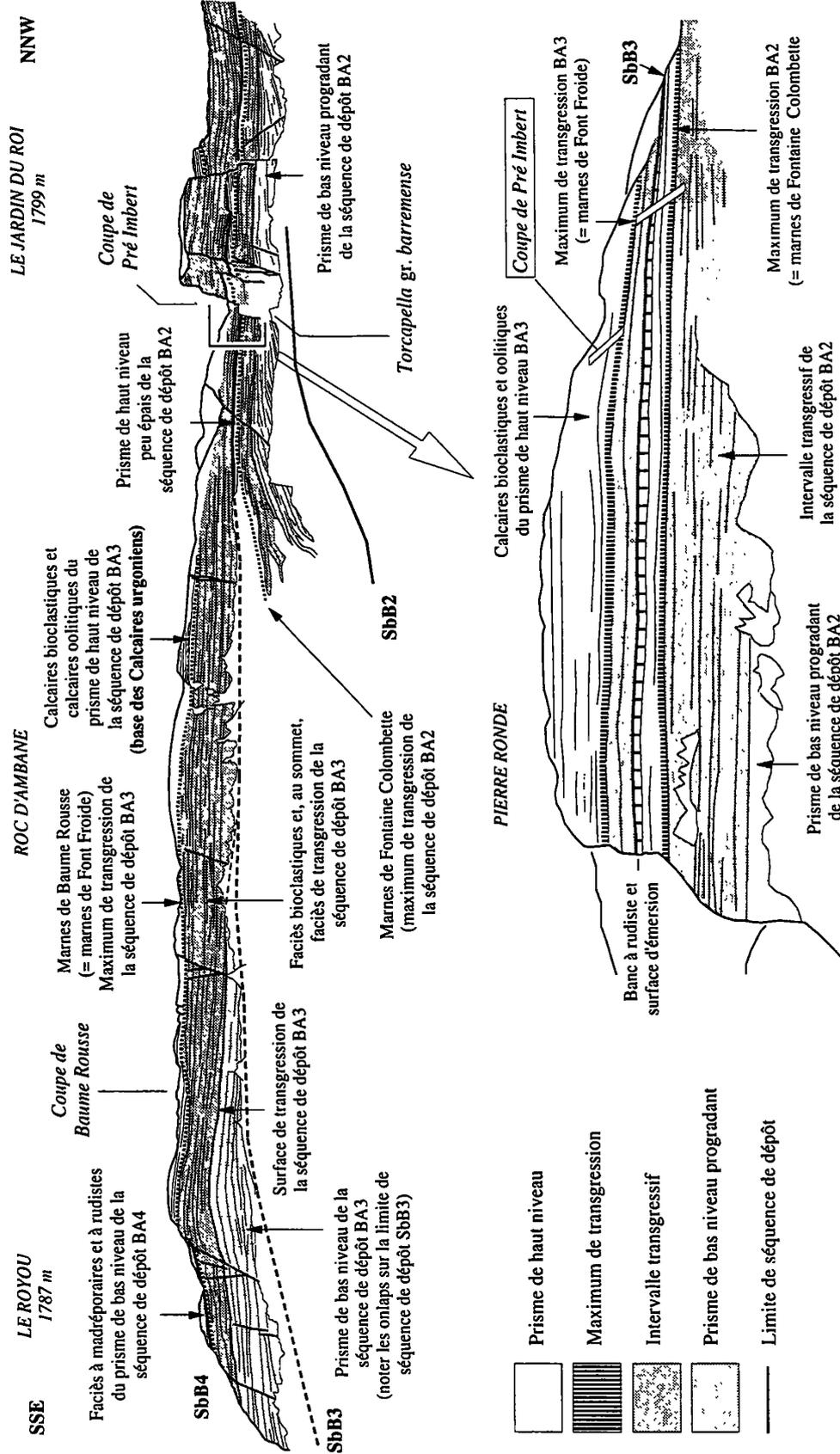


Fig. 10. - Panorama du cirque d'Archiane (plateau de Glandasse) montrant l'organisation géométrique des dépôts des Calcaires de Glandasse (séquences de dépôts BA2 et BA3) sur la bordure de la plate-forme urgonnaise (la plate-forme est à droite, le bassin vocontin à gauche). La localisation des coupes de Pré Imbert et de Baume Rousse est indiquée (la coupe de Baume Rousse est en arrière de la ligne de crête ; pour celle de Pré Imbert un agrandissement du fond de la vallée d'Archiane permet de la localiser par rapport à la limite de séquence Sbb2). Remarquer : 1) le saut de progradation des facès carbonatés au-dessus de la limite Sbb3, 2) la disparition rapide vers le NW du prisme de bas niveau et d'une partie de l'intervalle transgressif de la séquence BA3 d'où il résulte une lacune importante le long de cette limite dans la coupe de Pré Imbert, 3) la présence d'un petit prisme de bas niveau appartenant à la séquence de dépôt BA4 et situé en contrebas par rapport aux calcaires bioclastiques de la séquence BA3. Cette disposition traduit d'une part la rétrogradation de la plate-forme pendant le dépôt des Calcaires urgoniens et, d'autre part, la chute du niveau de la mer, liée à la limite de séquence de dépôt Sbb4, responsable de l'épisode de karstification dans le Vercors central et méridional. Comme partout sur le Plateau de Glandasse, les Calcaires urgoniens n'apparaissent que sur les plus hauts sommets, au-dessus du maximum de transgression de la séquence BA3 (marnes de Baume Rousse = marnes de Font Froide).

de dépôt SbB2 : dans la coupe de la Montagnette (fig. 8), les niveaux G231 à G253 situés entre la limite SbB2 et les marnes de Fontaine Colombette correspondent aux dernières paraséquences de l'intervalle transgressif de la séquence de dépôt BA2 ; en ce point la lacune correspond donc à la totalité du prisme de bas niveau BA2 et à la plus grande partie de l'intervalle transgressif (dont les paraséquences rétrogradantes s'observent au-dessus de la partie orientale de la falaise de la Montagnette [Arnaud *et al.*, 1995, fig. 65]), c'est-à-dire à la plus grande partie de la falaise inférieure d'Archiane (fig. 10). La seconde de ces lacunes est située au niveau de la limite de séquence de dépôt SbB3 de la coupe de Pré Imbert (fig. 11) qui correspond en ce point à une surface d'émersion [Hunt et Tucker, 1993] soulignée par des dissolutions de coquilles au toit des calcaires à rudistes de la dernière paraséquence du prisme de haut niveau de la séquence de dépôt BA2. L'examen du panorama du cirque d'Archiane montre clairement l'absence, dans la coupe de Pré Imbert, de la totalité du prisme de bas niveau et d'une grande partie de l'intervalle transgressif de la séquence de dépôt BA3 (fig. 10). Pour donner une idée de l'importance de cette lacune, disons que, dans la coupe d'Angles, le prisme de bas niveau de la séquence BA3 pourrait correspondre à lui seul aux bancs 139 à 150. La coupe du Pas des Écondus au Serre de la Baume, localisée en position plus externe, est heureusement plus complète car si la plus grande partie du prisme de bas niveau est représentée par des faciès hémipélagiques, son sommet ainsi que l'intervalle transgressif dans sa totalité sont constitués par des faciès bioclastiques. La mise en évidence de ces lacunes nécessite d'en tenir compte pour la répartition des taxons d'orbitolinidés et pour la reconnaissance des périodes de renouvellement de faune.

À l'exception du banc de calcaires à rudistes, notamment de nombreux caprinidae [*Offneria simplex*, Chartrousse et Masse, 1998], du sommet de la séquence de dépôt BA2 dans la coupe de Pré Imbert (fig. 11), du récif à madréporaires de la coupe du Pas des Écondus-Serre de la Baume (fig. 13) et de niveaux d'oosparites, parfois bien développés et caractérisant tous des milieux infralittoraux peu profonds, la presque totalité des Calcaires de Glandasse correspond à des faciès bioclastiques qui appartiennent à deux groupes principaux : (1) des biosparites très bien classées, déposées au-dessus de la FWWB (*Fair Weather Wave Base*) dans des milieux infralittoraux peu profonds, soumis à un hydrodynamisme constant, et (2) des biosparites et des biomicrites très grossières, mal classées, déposées entre la SWWB (*Storm Weather Wave Base*) et la FWWB dans des milieux infra- à circalittoraux légèrement plus profonds. C'est dans les milieux infralittoraux agités que vivaient l'essentiel des orbitolinidés dont les tests étaient aussi remaniés sur de courtes distances pour être redéposés dans les milieux circalittoraux adjacents. En raison de la très grande uniformité des environnements de dépôt du Barrémien inférieur et du Barrémien supérieur, jusqu'à la zone à Sartousiana, il est raisonnable de penser que

les apparitions ou disparitions de taxons d'orbitolinidés ne sont pas dues à des variations de paléomilieux mais à des processus biologiques. C'est une des raisons pour laquelle le plateau de Glandasse et ses environs constituent le secteur-clé pour détailler la répartition stratigraphique de ces organismes.

L'abondance et la diversité des orbitolinidés à tous les niveaux, le nombre élevé d'échantillons prélevés et la présence de nombreuses intercalations de biomicrites argileuses ou de marnes riches en microfaune dégagée nous permettent en outre de penser que le recensement des espèces est presque complet, à l'exception de quelques formes rares ou insuffisamment connues et de taxons qui ne peuvent pas se développer dans des milieux aussi agités.

Dans les Calcaires de Glandasse, 23 espèces d'orbitolinidés ont été recensées, parmi lesquelles 17 apparaissent au Barrémien inférieur et 6 au Barrémien supérieur, jusqu'à la zone à Sartousiana.

1. Espèces connues dès le Barrémien basal.

Paracoskinolina sunnilandensis (MAYNC), *Urgonina alpillensis protuberans* FOURY & MOULLADE, *Orbitolinopsis debelmasi* (MOULLADE & THIEULOUY), *Alpillina antiqua* FOURY, *Paleodictyoconus cuvillieri* (FOURY) et *Orbitolinopsis ? flandrini* MOULLADE⁽¹⁾ sont connues dès la base des Calcaires de Glandasse (coupe de la Montagnette, fig. 8), donc dès la limite entre les zones à Mazuca et à Colombiana. Par ailleurs, *Cribellopsis elongata* (DIENI, MASSARI & MOULLADE), *Cribellopsis thieuloyi* ARNAUD-VANNEAU et *Paleodictyoconus* sp. 1 ARNAUD-VANNEAU apparaissent au-dessus de la limite SbB1 dans la coupe de la Montagnette (fig. 8), mais leur présence dès le premier banc des Calcaires de Borne (Diois oriental, cône sous-marin [*basin floor fan*] de la séquence de dépôt BA1) implique qu'ils existaient dès la base de cette séquence. On peut donc penser que ces neuf taxons apparaissent en réalité plus bas, au Barrémien basal ou à l'Hauterivien.

2. Espèces apparaissant dans la partie moyenne du Barrémien inférieur.

– *Paracoskinolina ? jourdanensis* FOURY & MOULLADE, *Valserina* sp. 1 ARNAUD-VANNEAU et *Orbitolinopsis ? inflata* BASSOULET & MOULLADE apparaissent dans la coupe de la Montagnette sous les marnes de Fontaine Graillère, dans l'intervalle allant de la zone à Mazuca à la base de la zone à Pulchella.

(1) L'appartenance de cette espèce au genre *Orbitolinopsis* est très douteuse comme Arnaud-Vanneau [1980, p. 700] l'avait déjà signalé. Actuellement il vaudrait mieux la désigner ?*Arenobulimina flandrini* bien que son appartenance à ce genre ne soit pas non plus prouvée. Compte tenu de cette incertitude nous continuons à l'intégrer dans cette étude dans la mesure où c'est une espèce typique du Barrémien inférieur.

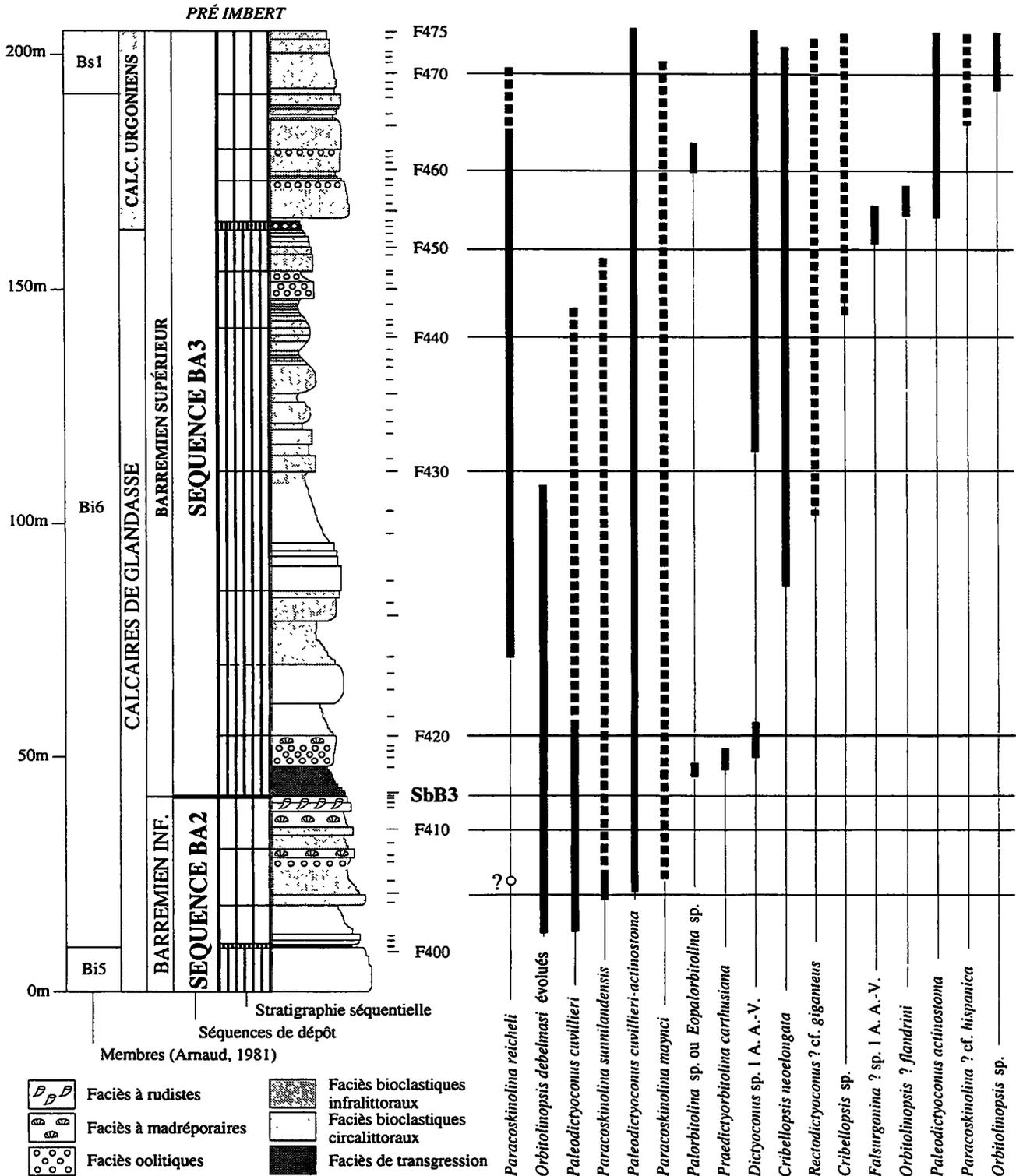


FIG. 11. – Répartition des orbitolinidés dans la coupe de Pré Imbert (Montagne de Glandasse). Localisation de la coupe sur la figure 7. Cette coupe correspond pour l'essentiel au sommet de l'intervalle transgressif et à la base du prisme de haut niveau de la séquence de dépôt BA3. Le maximum de transgression (= marnes de Tussac = marnes de Baume Rousse, Arnaud [1981]) est l'équivalent latéral des marnes de Font Froide du Plateau du Veymont. Ce niveau constitue la limite entre les Calcaires de Glandasse (au-dessous) et les Calcaires urgoniens (au-dessus).

– *Paleodictyoconus* sp. 2 ARNAUD-VANNEAU est connue par un petit nombre de sections localisées dans la séquence de dépôt BA1, dans ou juste au-dessus des marnes de Fontaine Graillère.

– *Valserina broennimanni* SCHROEDER & CONRAD a été récemment reconnue grâce à de rares sections dans une coupe échantillonnée sous le sommet de la Montagnette, dans des bancs proches des échantillons

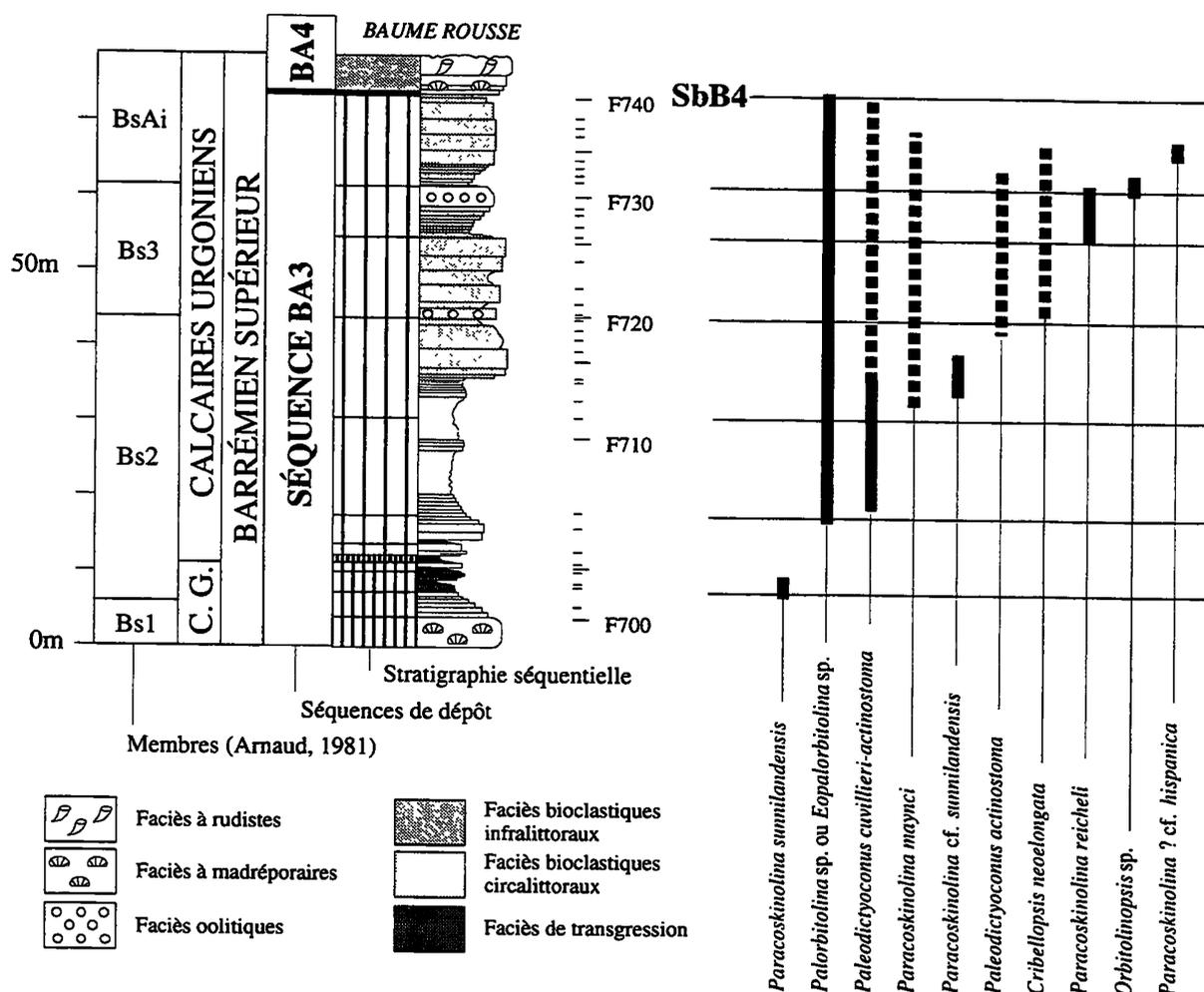


FIG. 12. – Répartition des orbitolinidés dans la coupe de la Baume Rouse (Montagne de Glandasse). Localisation sur la figure 7. Cette coupe correspond pour l'essentiel au sommet de l'intervalle transgressif et à la base du prisme de haut niveau de la séquence de dépôt BA3. Le maximum de transgression (= marnes de Baume Rouse, Arnaud [1981]) est l'équivalent latéral des marnes de Font Froide du Plateau du Veymont. Ce niveau sépare les Calcaires de Glandasse (CG, au-dessous) des Calcaires urgoniens (au-dessus).

F970-F980 de la figure 8 et appartenant à la zone à Compressissima de Vermeulen [1995b] (§ 2.2.2). *Paracoskinolina maynci* (CHEVALIER) apparaît entre les marnes supérieures de Fontaine Graillère et la limite de séquence de dépôt Sbb2 (limite des zones à Compressissima et à Darsi de Vermeulen [1995b] = zone à Moutoniceras sp. de Busnardo [1984]) ainsi que les premières formes dont les caractères sont intermédiaires entre ceux de *Paleodictyoconus cuvillieri* et de *P. actinostoma* et qu'Arnaud-Vanneau [1980] avait regroupé dans l'ensemble *Paleodictyoconus* gr. *cuvillieri-actinostoma*. Tous ces taxons sont donc attestés dans ou au voisinage de bancs qui ont livré des ammonites de la zone à Compressissima de Vermeulen [1995].

3. Espèce qui apparaît au Barrémien inférieur sommital.

Paracoskinolina ? cf. *hispanica* (PEYBERNÈS) se rencontre pour la première fois dans le prisme de haut

niveau de la séquence de dépôt BA2, entre les marnes de Fontaine Colombette et la limite de séquence de dépôt Sbb3, c'est-à-dire dans des niveaux qui appartiennent probablement à la zone à Darsi.

4. Espèces apparaissant au Barrémien supérieur (zones à Sayni et Sartousiana).

Dictyoconus sp. 1 ARNAUD-VANNEAU, *Rectodictyoconus* ? cf. *giganteus* SCHROEDER, *Falsurgonina* sp. 1 ARNAUD-VANNEAU, *Praedictyorbitolina carthusiana*, SCHROEDER, CLAVEL & CHAROLLAIS, *Paleodictyoconus actinostoma* ARNAUD-VANNEAU & SCHROEDER et *Paracoskinolina reicheli* (GUILLAUME) apparaissent au Barrémien supérieur, plus ou moins haut dans l'intervalle transgressif de la séquence de dépôt BA3 (sommet de la zone à Barremense de Busnardo [1984] = zone à Sayni et zone à Sartousiana de Vermeulen [1996]), mais toujours sous les marnes de Font Froide. Il en est certainement de même pour *Eopalorbitolina*

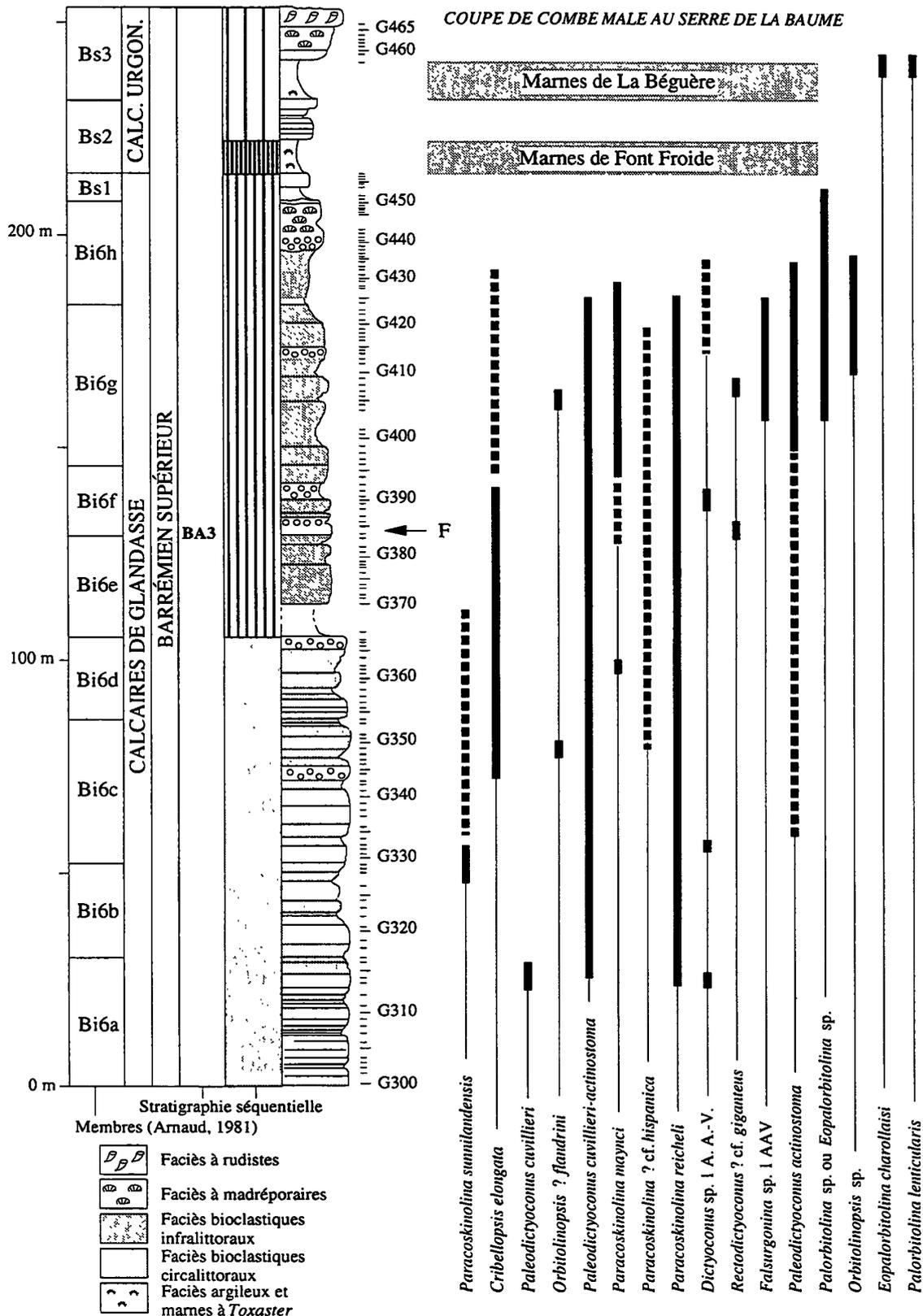


FIG. 13. – Répartition des orbitolinidés dans la coupe de Combe Male au Serre de la Baume. F, localisation dans cette coupe du niveau oolitique qui a livré plus à l'Est, près de la Grande Cabane, une crosse d'*Audouliceras* sp. du Barrémien supérieur. La base de la coupe correspond aux premiers bancs bioclastiques surmontant les faciès hémipélagiques qui s'observent dans les pentes nord du Pas des Écondus. Quelques dizaines de mètres plus au nord de la coupe, les paraséquences qui surmontent les marnes de Font Froide (dont c'est ici la localité type) passent latéralement à des calcaires à madréporaires et à rudistes. Dans tout le sud du Vercors, le maximum de développement des faciès à madréporaires encadre les marnes de Font Froide. Le sommet des marnes de la Béguère a livré *Eopalarbitolina charollaisi* [Amaud-Vanneau, 1980, pl. 103, fig. 3] et *Palorbitolina lenticularis*, 2,5 km plus à l'ouest, dans les Rancs de Charles. Pour *E. Charollaisi* voir également la figure 35a, échantillon G463.

charollaisi SCHROEDER & CONRAD et peut-être aussi pour *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH) car des sections, malheureusement sans appareils embryonnaires et référencées pour cela comme *Eopalorbitolina* sp. ou *Palorbitolina* sp., existent au-dessous des marnes de Font Froide, dans l'intervalle transgressif de la séquence de dépôt BA3 (coupes de Pré Imbert, fig. 11, du Serre de la Baume, fig. 13, et du Col de Rousset, fig. 21) (voir § 5.1.1).

5. Répartition stratigraphique des espèces apparues au Barrémien inférieur et à la base du Barrémien supérieur (zones à Sayni et Sartousiana).

– *Urgonina alpillensis protuberans* est relativement abondante jusque dans les marnes supérieures de Fontaine Graillère à partir desquelles elle disparaît rapidement au profit d'*Urgonina alpillensis alpillensis* caractérisée par un angle apical moins aigu et une zone centrale plus développée. L'intervalle de coexistence de ces deux formes, considérées comme des sous-espèces par Arnaud-Vanneau [1980], semble limité au prisme de haut niveau de la séquence de dépôt BA1, c'est-à-dire pratiquement à la zone à *Compressissima sensu* Vermeulen [1995]. *Urgonina alpillensis alpillensis* est connue avec certitude jusqu'aux marnes de Fontaine Colombette (maximum de transgression de la séquence de dépôt BA2).

– *Paracoskinolina ? jourdanensis* et *Valserina* sp. 1 ARNAUD-VANNEAU sont connues jusqu'au sommet de la séquence BA1, tandis que *Cribellopsis thieuloyi*, *Alpillina antiqua* et *Orbitolinopsis ? inflata* ne dépassent pas le maximum de transgression de la séquence BA2 et sont donc entièrement cantonnés au Barrémien inférieur. Il en est de même pour les formes typiques d'*Orbitolinopsis debelmasi* ; pour cette espèce cependant, des formes de plus grande taille – notées *Orbitolinopsis debelmasi* évolués dans les tableaux de répartition – sont connues plus haut dans la séquence de dépôt BA3 (coupes de Pré Imbert, fig. 11, et du Téleski de la Combe, fig. 23), c'est-à-dire dans les zones à Sayni et Sartousiana du Barrémien supérieur.

– *Cribellopsis elongata* et *Orbitolinopsis ? flandrini* se rencontrent jusque sous les marnes de Font Froide, c'est-à-dire jusque dans la zone à Sayni et probablement la base de la zone à Sartousiana. Il en est de même pour *Paleodictyoconus cuvillieri* qui dépasse cette limite vers le haut puisque les derniers exemplaires se rencontrent encore dans les Calcaires urgoniens inférieurs.

– *Praedictyorbitolina carthusiana*, *Dictyoconus* sp. 1 A. A.-V. et *Falsurgonina* sp. 1 A. A.-V., qui apparaissent dans l'intervalle transgressif de la séquence de dépôt BA3, au-dessous des marnes de Font Froide, dépassent certainement cette limite vers le haut, ce qui est clair sur la base des corrélations séquentielles que nous proposons (§ 5.2), mais ne peut pas être prouvé par des datations fondées sur les ammonites (§ 5.3.) puisqu'elles se rencontrent plus au Nord dans la partie inférieure des Calcaires urgoniens inférieurs.

– *Paracoskinolina sunnilandensis*, *Paleodictyoconus actinostoma* et *Rectodictyoconus ? cf. giganteus* existent jusqu'à l'Aptien basal, puisqu'ils se rencontrent également dans les couches inférieures à Orbitolines du Vercors septentrional et au sommet de la coupe de la Montagne de Belle Motte (jusqu'au maximum de transgression de la séquence AP1), coupe qui est située au-dessus des marnes de la Révolte appartenant à la zone à Sarasini du Barrémien supérieur sommital (§ 3.1.2 ; fig. 24 et 25).

– *Paracoskinolina reicheli* apparaît de manière certaine au sommet du prisme de bas niveau de la séquence de dépôt BA3 (coupe de Combe Male au Serre de la Baume, fig. 13) et devient fréquente dans l'intervalle transgressif de la séquence BA3 (coupes de Pré Imbert et de Combe Male au Serre de la Baume, fig. 11 et 13). De ce fait, *Paracoskinolina reicheli*, espèce très reconnaissable, caractérise la totalité du Barrémien supérieur puisqu'elle disparaît à l'Aptien basal (spécimen avec appareil embryonnaire, échantillon M805 des couches inférieures à orbitolines des Gorges du Nant figuré par Arnaud-Vanneau [1980, pl. 98, fig. 6]).

Il est donc clair que la répartition de *Paracoskinolina reicheli* va de la base de la zone à Barremense de Busnardo [1984] (Barrémien supérieur) à l'Aptien basal comme on vient de le souligner contrairement à l'opinion de Clavel *et al.* [1993, 1994a et 1995] et de Trabold [1995] qui la cantonnent aux zones à Hugii, *Compressissima* et *Moutoniceras* sp. du Barrémien inférieur. L'âge proposé par ces auteurs pour son apparition dans la zone à Hugii est basé sur celui de sa localité-type où elle se rencontre dans « une coulée bioclastique ravinant des alternances pélagiques de la zone à Hugii, riches en ammonites » [Clavel *et al.*, 1994b]. Outre que les ammonites permettant cette datation de la zone à Hugii n'ont été ni citées ni figurées, que penser de la datation d'un niveau bioclastique remanié gravitairement séparé de couches à ammonites sous-jacentes par une surface de ravinement ? Il est donc clair que l'attribution à la zone à Hugii de la localité-type de *Paracoskinolina reicheli* est sans fondement et qu'il n'existe aucune preuve de sa présence dans ces niveaux du Barrémien inférieur.

2.3. Conclusions

Les Calcaires de Glandasse (secteurs du plateau de Glandasse, du plateau du Veymont, des environs du Col de Rousset et du sud de la Forêt de Lente) sont les seuls où la superposition des calcaires bioclastiques barrémiens riches en orbitolinidés est sans ambiguïté, comme l'est aussi leur datation par des intercalations de marnes et de calcaires argileux hémipélagiques renfermant des ammonites allant du sommet de la zone à Mazuca à la zone à Sartousiana. De plus, pour les orbitolinidés, les apparitions et disparitions constatées sont indépendantes des faciès, très homogènes dans la région considérée,

donc des variations des environnements de dépôt. Il en résulte que les répartitions stratigraphiques signalées plus haut et consignées dans la figure 39, pour des espèces qui ont été déjà figurées par Arnaud-Vanneau [1980], sont incontestables. Ces répartitions, qui seront plus loin complétées pour le Barrémien supérieur et l'Aptien inférieur (§ 5.1.), doivent cependant être considérées comme des répartitions minimales pour deux raisons : 1) elles peuvent être modifiées par des observations nouvelles, en particulier pour les formes rares ou très rares ; 2) elles doivent être précisées pour certaines d'entre elles car plusieurs espèces connues dès le premier banc des Calcaires de Glandasse apparaissent probablement plus bas, au Barrémien basal, voire à l'Hauterivien supérieur pour lequel les niveaux bioclastiques datés ou encadrés par des ammonites sont inconnus dans le Jura et les massifs subalpins septentrionaux.

Le fait le plus marquant de cet intervalle est le renouvellement des orbitolinidés autour de la limite Barrémien inférieur-Barrémien supérieur, ce qui peut être parallélisé d'une part avec le renouvellement des ammonites observé dans le bassin vocontien et, d'autre part, avec le changement lithologique qui s'observent à ce niveau dans les coupes du bassin vocontien. En ce qui concerne les orbitolinidés, ce renouvellement explique que :

1 – les dix espèces typiques du Barrémien inférieur (voir ci-dessous) sont totalement absentes dans la partie supérieure des Calcaires de Glandasse datée du Barrémien supérieur, comme d'ailleurs dans les Calcaires urgoniens inférieurs des massifs subalpins septentrionaux et du Jura.

2 – les associations des Calcaires urgoniens inférieurs (§ 5.2) sont fondamentalement différentes de celles du Barrémien inférieur, mais se rapprochent beaucoup de celles connues dans la partie supérieure des Calcaires de Glandasse.

En ce qui concerne la répartition stratigraphique des orbitolinidés, 25 espèces pour la plupart figurées par Arnaud-Vanneau [1980] sont connues dès la base ou apparaissent dans les Calcaires de Glandasse (fig. 39). Sur les 19 espèces présentes ou apparues dans le Barrémien inférieur :

– dix sont strictement cantonnées à ce sous-étage (*Urgonina alpillensis protuberans*, *Urgonina alpillensis alpillensis*, *Alpillina antiqua*, *Cribellopsis thieuloyi*, *Paleodictyoconus* sp. 1 A. A.-V., *Paleodictyoconus* sp. 2 A. A.-V., *Paracoskinolina* ? *jourdanensis*, *Valserina* sp. 1 A. A.-V., *Orbitolinopsis* ? *inflata* et *Orbitolinopsis debelmasi*),

– trois, connues dès la base du Barrémien inférieur, se rencontrent jusqu'au Barrémien supérieur, zone à Sartousiana (*Orbitolinopsis* ? *flandrii*, *Cribellopsis elongata*) et même plus haut, jusqu'à la zone à Feraudianus au moins (*Paleodictyoconus cuvillieri*) ; on peut y ajouter la forme évoluée d'*Orbitolinopsis*

debelmasi qui apparaît au-dessus de la limite de séquence SbB3 et ne dépasse pas la zone à Sartousiana.

– deux sont apparues au Barrémien inférieur et perdurent jusqu'à l'Aptien inférieur (*Paracoskinolina sunnilandensis* et *Paracoskinolina maynci*) ; dérivant l'une de l'autre, la première est surtout fréquente au Barrémien inférieur et la seconde au Barrémien supérieur et à l'Aptien inférieur, montrant ainsi un intervalle de répartition concomitante très important,

– deux apparaissent dans la partie moyenne du Barrémien inférieur (*Paleodictyoconus* gr. *cuvillieri-actinostoma* et *Valserina broennimanni*) et montent dans le Barrémien supérieur, ce qui n'est pas prouvé par des ammonites pour la seconde mais fera l'objet d'une discussion (§ 5.3.3.),

– la dernière apparaît au sommet du Barrémien inférieur et s'éteint à l'Aptien basal (*Paracoskinolina* ? cf. *hispanica*).

Six espèces apparaissent à la base du Barrémien supérieur, parmi lesquelles :

– trois sont strictement cantonnées au Barrémien supérieur (*Dictyoconus* sp. 1 A. A.-V., *Falsurgonina* sp. 1 A. A.-V. et *Praedictyorbitolina carthusiana*, à laquelle une discussion sera consacrée dans le paragraphe 5.3.4.),

– trois sont connues jusqu'à l'Aptien inférieur (*Paleodictyoconus actinostoma*, *Paracoskinolina reicheli* et *Rectodictyoconus* ? cf. *giganteus*).

Sur un plan plus général, il est clair que les attributions stratigraphiques que nous constatons dans les Calcaires de Glandasse sont, pour la plupart des espèces, en contradiction avec celles de Clavel *et al.* [1993] reprises par Trabold [1996, fig. 4.1] (la zonation de Busnardo [1984] est utilisée ici pour faciliter les comparaisons, voir la fig. 2 pour les corrélations avec la zonation de Vermeulen [1995 et 1996]).

– *Falsurgonina* sp. 1 ARNAUD-VANNEAU apparaît dans la zone à Barremense du Barrémien supérieur et non pas dans la zone à Balearis de l'Hauterivien supérieur comme l'affirment Clavel *et al.* [1993].

– *Paleodictyoconus actinostoma* apparaît dans la zone à Barremense du Barrémien supérieur et non pas dans la zone à Compressissima du Barrémien inférieur.

– *Paracoskinolina maynci* apparaît approximativement à la limite des zones à Compressissima et à Moutoniceras sp. du Barrémien inférieur et non pas à la base de la zone à Angulicostata de l'Hauterivien supérieur.

– *Paracoskinolina* ? cf. *hispanica* (= *Paracoskinolina hispanica* in Clavel *et al.* [1993]) apparaît dans la zone à Moutoniceras sp. (sommet du Barrémien inférieur) et se poursuit de manière certaine jusqu'à l'Aptien inférieur, contrairement à l'opinion de Clavel *et al.* [1993] pour qui elle serait connue de la base de la zone

à *Angulicostata* (Hauterivien supérieur) à la zone à *Barremense* (Barrémien supérieur).

– *Orbitolinopsis ? inflata* est connue de la zone à *Hugii* à la zone à *Moutoniceras* sp. du Barrémien inférieur et n'est pas cantonnée seulement à la partie supérieure de la zone à *Angulicostata* de l'Hauterivien supérieur.

– *Orbitolinopsis ? flandrini* est connu de la zone à *Hugii* du Barrémien inférieur jusque près du sommet de la zone à *Barremense* du Barrémien supérieur et non pas seulement jusqu'au sommet de la zone à *Compressissima* du Barrémien inférieur [Clavel *et al.*, 1993].

– *Paracoskinolina reicheli* apparaît à la base du Barrémien supérieur et non dans la zone à *Hugii* ; elle disparaît au début de l'Aptien inférieur et non dans la zone à *Feraudi* du Barrémien supérieur.

3. – DATATIONS PAR AMMONITES DES CALCAIRES URGONIENS

Les datations par ammonites et les attributions stratigraphiques pour les Calcaires urgoniens sont actuellement très contestées. En résumé, deux écoles s'affrontent : pour les uns [Arnaud-Vanneau *et al.*, 1976 ; Arnaud-Vanneau, 1980 ; Arnaud, 1981 ; Viéban, 1984 ; Arnaud et Arnaud-Vanneau, 1991 ; Arnaud *et al.*, 1993 ; Hunt et Tucker, 1993 ; Arnaud *et al.*, 1995 ; Blanc-Alétru, 1995 ; Wermeille, 1996], ils seraient d'âge barrémien supérieur et aptien inférieur ; pour d'autres [Clavel *et al.*, 1987 ; Busnardo *et al.*, 1991 ; Clavel *et al.*, 1994a et 1995 ; Trabold, 1996] ils débuteraient à l'Hauterivien supérieur dans le Jura, puis au Barrémien inférieur dans les massifs subalpins. Hormis le problème de l'âge qui sera discuté plus loin, ces deux opinions complètement différentes s'opposent par leurs conséquences : la première implique la présence d'une lacune importante à la base des Calcaires urgoniens du Vercors septentrional au Jura, la continuité latérale des corps sédimentaires du Barrémien supérieur et de l'Aptien basal (en dehors des érosions liées aux limites de séquences de dépôt), l'absence de progradation entre le Jura et le Vercors méridional pour les couches de cet âge et l'organisation d'ensemble transgressive des couches constitutives du membre inférieur des Calcaires urgoniens ; la seconde implique une lacune importante de la partie sommitale du Barrémien inférieur et du Barrémien supérieur entre le Vercors septentrional et le Jura neuchâtelois, la progradation graduelle et généralisée des faciès du Jura au Vercors méridional et l'organisation générale régressive des faciès urgoniens [Clavel *et al.*, 1994a, fig. 4 ; Clavel *et al.*, 1995, fig. 7]. D'aussi grandes divergences impliquent obligatoirement des différences fondamentales quant aux répartitions stratigraphiques proposées pour les orbitolinidés.

Avant même d'aborder ce problème, il convient donc de discuter des éléments de datation des Calcaires urgoniens

3.1. Datation des Calcaires urgoniens inférieurs du Vercors méridional

3.1.1. Âge des marnes de Font Froide, des marnes de la Béguère et de la partie basale des Calcaires urgoniens inférieurs

Sur la bordure méridionale du Vercors, l'intervalle principalement marneux qui surmonte le toit des Calcaires de Glandasse est constitué par les marnes de Font Froide, très glauconieuses aux alentours du Col de Rousset, et les marnes de la Béguère [Arnaud, 1981] séparées par un niveau plus calcaire d'épaisseur décimétrique (fig. 2 et 13). Dans cet ensemble, les marnes de Font Froide, qui sont l'équivalent des marnes de Baume Rousse du plateau de Glandasse (voir la coupe de Baume Rousse, fig. 12), correspondent au maximum de transgression de la séquence de dépôt Sbb3 au-dessus duquel la formation des Calcaires urgoniens se développe dans cette région comme plus au nord jusqu'au Jura [Arnaud et Arnaud-Vanneau, 1991].

À l'ouest du Col de Rousset (fig. 15, n°1), entre les Rochers de Chironne et le But de l'Aiglette, les marnes de Font Froide, situées au-dessus du niveau principal à *Camereiceras* du toit des Calcaires de Glandasse (cf. paragraphe précédent), ont livré *Anahamulina* cf. *rothi* VASICEK, *Barremites strettostoma* (UHLIG), *Camereiceras limentinus* (THIEULOUY), *Gerhardtia* cf. *sartousiana* (D'ORB.), *Hemihoplites* cf. *heberti* (E. FALLOT), ? *Crioceratites* gr. *janus* THIEULOUY et *Hemihoplites* cf. *feraudianus* (D'ORB.). Cette association avait été placée dans la zone à *Feraudi* sensu Busnardo [1984] par Arnaud-Vanneau *et al.* [1976], puis par Arnaud [1981]. Les données récentes [Delanoy, 1994 et 1996] permettent de la situer plus précisément dans la zone à *Sartousiana*, au sein de l'horizon à *Camereiceras limentinus*.

Le long de la route du Col de Rousset, au lacet 1072 m (fig. 15, n°2), la coupe récemment dégagée entre le toit des Calcaires de Glandasse et la base des marnes de la Béguère a livré plusieurs ammonites dans les marnes de Font Froide : de bas en haut, ? *Nikolovites* gr. *charrieri* (D'ORB.), deux exemplaires de *Gerhardtia sartousiana* (un troisième exemplaire de cette espèce provenant du même point existe également dans la collection Paquier), ? *Crioceratites janus*, un gros exemplaire d'*Emericeras* sp. ou de *Camereiceras* sp. et un *Barremites* sp. Là encore la présence de *Gerhardtia sartousiana* et de ? *Crioceratites janus* THIEULOUY permet de localiser la base des marnes de Font Froide dans la zone à *Sartousiana*, horizon à *Camereiceras limentinus*.

Sur la Montagne de Bure (versant est du synclinal de Rousset, fig. 15, n° 3 et 4), le niveau calcaire situé entre

les marnes de Font Froide et les marnes de la Béguère a livré *Costidiscus recticostatus* (D'ORB.), deux exemplaires de *Hemihoplites soulieri* (MATH.) et un *Heteroceras* gr. *baylei* (REYNES) ou *Argvethites* sp. Cette faune appartient à la zone à *Feraudianus sensu* Delanoy [1995]. Le sommet des marnes de la Béguère renferme *Hemihoplites soulieri* (MATH.). À la Béguère même, un ? *Camereiceras* sp. (forme juvénile) a été recueilli le long de la piste des Rancs de Charles, à 10 m du carrefour de la piste du Pas du Boeuf, dans le dernier faisceau calcaire situé sous les marnes de la Béguère.

Ces faunes permettent de placer les marnes de Font Froide dans la zone à *Sartousiana* et les marnes de la Béguère dans la zone à *Feraudianus*, la limite entre les deux zones semblant se situer entre les deux niveaux marneux, peut-être dans la partie sommitale des marnes de Font Froide. On peut même ajouter [Delanoy, 1994, 1996] que le toit des marnes de la Béguère appartiendrait au sommet de la zone à *Feraudianus* en raison de la présence d'une spire d'*Heteroceras* trouvée par Paquier [Arnaud, 1981, p. 63] dans les marnes situées sous le Col de Vassieux. **De ce fait, l'épais niveau marneux du Vercors méridional, constitué par l'ensemble des marnes de Font Froide et des marnes de la Béguère, correspond aux bancs 160 à 167 de la coupe stratotypique d'Angles (fig. 2) ; il n'est donc pas l'homologue de la « vire à Hétérocères » (bancs 168 à 173 d'Angles), contrairement à ce qui avait été affirmé antérieurement [Arnaud, 1981], mais se situe légèrement au-dessous. Il en résulte qu'aux environs du Col de Rousset, la base des Calcaires urgoniens est située au-dessus de couches appartenant à la zone à *Sartousiana* datée par ammonites.**

Un peu plus au nord, sur le plateau du Veymont à l'est [Arnaud, 1981, fig. 74] et dans la Forêt de Lente à l'ouest (coupes du Col de Lachau, fig. 22, et du Téleski de la Combe, fig. 23), le niveau calcaire séparant les marnes de Font Froide des marnes de la Béguère passe latéralement à des calcaires bioclastiques, à des calcaires à madréporaires puis à des calcaires à rudistes qui constituent jusqu'au nord du Vercors la base des Calcaires urgoniens (membre Bs2, Arnaud [1981] = prisme de haut niveau de la séquence de dépôt BA3, Arnaud et Arnaud-Vanneau [1991]).

En conséquence, les niveaux situés plus haut dans les Calcaires urgoniens inférieurs, de la limite de séquence de dépôt BA4 jusqu'au maximum de transgression de la séquence de dépôt BA5 (coupes du Col de Rousset, des Rochers de Chironne et du Col de Lachau, fig. 21 et 22) doivent être corrélés avec les marnes de la « vire à Hétérocères » du bassin vocontien, ce qui concorde avec les ammonites trouvées plus au sud dans les faciès hémipélagiques (§ 3.1.2.). De ce fait, la plus grande partie du membre inférieur des Calcaires urgoniens est contemporaine de l'intervalle transgressif majeur du Barrémien supérieur, ce que prouve d'ailleurs sa disposition rétrogradante au sud de la Forêt de Lente (fig. 18), entre le Puy de la Gagère et le Col de Lachau [Arnaud, 1981, fig. 94 ; Virlovet, 1997, fig. 1.34].

Cette constatation est incompatible avec une progradation des Calcaires urgoniens inférieurs entre le Jura et le Vercors méridional.

3.1.2. Les équivalents latéraux des Calcaires urgoniens inférieurs

Les Calcaires urgoniens inférieurs n'étant pas datés par ammonites, un moyen indirect de connaître leur âge est de se référer aux coupes hémipélagiques qui en sont l'équivalent latéral et qui ont livré des céphalopodes. Là encore, le Vercors méridional est un secteur-clé, tant par les ammonites récoltées dans les faciès hémipélagiques de la bordure nord du bassin vocontien que par le passage latéral observé en continuité entre ces derniers et les faciès à rudistes qui surmontent les marnes de Font Froide (zone à *Sartousiana* du Barrémien supérieur) dans la région comprise entre le Col de Rousset et la partie occidentale de la Forêt de Lente (fig. 17 et 20). En l'absence d'intercalations de faciès hémipélagiques à ammonites au sein des Calcaires urgoniens, l'approche est fondée sur la cartographie, la stratigraphie séquentielle et les observations de terrain. En ce qui concerne les ammonites, trois sites seront pris en compte pour l'intérêt des faunes représentées.

1. À l'ouest du Col de Rousset, un exemplaire d'*Imerites* cf. *giraudi* (KILIAN) avait été trouvé par V. Paquier sous le Col de la Chau (au sud de Vassieux), dans les calcaires qui surmontent les marnes de la Béguère. La position exacte de cet échantillon est inconnue, mais il prouve l'existence de la zone à *Giraudi* dans des couches qui sont l'équivalent latéral des faciès bioclastiques de la base des Calcaires urgoniens inférieurs du Col de Rousset et des Rochers de Chironne (fig. 21), des calcaires à rudistes du sommet du Serre de la Baume (fig. 13) et de la base de la coupe du Col de Lachau (à l'ouest de Vassieux, le long de la route allant de ce village à Font d'Urle, fig. 22). Son intérêt est surtout de montrer que la limite entre les zones à *Feraudianus* et à *Giraudi* est située certainement très près au-dessus de la limite entre les marnes de la Béguère et les calcaires hémipélagiques ou à rudistes sus-jacents.

2. Sur le plateau d'Ambel, le gisement fossilifère du Pas de la Couronne est très intéressant car il a livré plusieurs ammonites : *Biassaloceras* cf. *subsequens* (KARAKASCH), *Heteroceras* sp. ou *Argvethites* sp. (= *Argvethites* cf. *furcatus* (D'ORB.) in Arnaud [1981]), *Heteroceras* gr. *elegans-baylei*, grands *Heteroceras* gr. *emerici* d'ORB. (= *Colchidites* sp. gr. *colchicus* DJANELIDZÉ et *Colchidites* sp. gr. *colchicus* DJANELIDZÉ aff. *capellini* (MATHERON) in Arnaud [1981]). En l'absence de données précises sur les ammonitofaunes du Barrémien supérieur, cette association riche en grands hétérocères déroulés avait été comparée avec celle, apparemment semblable, de la zone à *securiformis* du Barrémien supérieur sommital des auteurs géorgiens [Arnaud-Vanneau *et al.*, 1976 ; Arnaud, 1981]. La révi-

sion de ce matériel par l'un d'entre nous (G. D) a permis de situer cette association dans la partie moyenne de la zone à Giraudi, horizon à *emerici* [Delanoy, 1996, 1997]. De ce fait, les marnes du Pas de la Couronne représenteraient « l'équivalent du niveau principal de Morteyron qui livre de grands *Heteroceras* (= *pars Colchidites auct.*) » [Delanoy, 1994, 1996]. Sur le plateau d'Ambel, les marnes du Pas de la Couronne se trouvent sur une butte témoin dont le soubassement de calcaires hémipélagiques passe latéralement à des calcaires bioclastiques qui se suivent en continuité jusqu'à la Montagne de Malatra, 1,5 km plus au nord-ouest (fig. 17). En ce point, ces derniers sont à nouveau surmontés d'abord par les marnes du Pas de la Couronne qui se chargent progressivement en Orbitolinidés vers le Nord (y compris des *Valserina broennimanni* [Arnaud, 1981, p. 229]), puis par des calcaires à madréporaires et enfin par des calcaires à rudistes qui appartiennent au prisme de haut niveau de la séquence de dépôt BA4 [membre BsAi, Arnaud, 1981, fig. 88]. Les marnes du Pas de la Couronne et leurs équivalents latéraux bioclastiques correspondent à un niveau repère majeur qui se suit très bien dans les Calcaires urgoniens du Vercors, de Chartreuse et jusqu'au Jura où elles représentent le maximum de transgression de la séquence de dépôt BA4 *sensu* Arnaud et Arnaud-Vanneau [1991]. Dans la coupe stratotypique d'Angles, ce maximum de transgression paraît se situer au niveau du banc 172 appartenant à l'horizon à *emerici* [Delanoy, 1996, 1997].

3. Pour retrouver une association significative d'ammonites, il est nécessaire de s'éloigner encore plus des Calcaires urgoniens et d'aller dans la région de Glandage (Diois oriental) où l'un des derniers bancs sous-jacents aux marnes de la Révolte a livré des *Martelites sarasini* (ROUCHADZÉ) [= *Colchidites cf. rionensis* (SIM., BAC., SOR.) et *Colchidites gr. ellipticus* ROUCHADZÉ in Arnaud, 1981] et *Heteroceras gr. baylei* REYNES [= *Argvethites sp. in* Arnaud, 1981, coupe de la Révolte]. Légèrement au-dessus, mais toujours sous les marnes de la Révolte, un autre banc a livré *Pseudohaploceras sp.*, *Heteroceras gr. baylei* REYNES et *Macroscephites yvani* (PUZOS) [Delanoy, 1996]. Cette faune, typique par ses *Martelites*, appartient à la zone à Sarasini du Barrémien supérieur sommital et pourrait être corrélée avec celle du banc 187 de la coupe d'Angles. En conséquence, et contrairement à l'opinion de Arnaud [1981], les marnes de la Révolte ne représentent pas l'équivalent des marnes du Pas de la Couronne qui, comme on l'a souligné plus haut, doivent être placées plus bas, dans la zone à Giraudi. Elles correspondent encore moins aux zones à Prodeshayesites, Coquandi et Consobrinus *pro parte* de l'Aptien inférieur comme l'indiquent Clavel *et al.* [1995, fig. 6]. Un peu plus au nord, dans le Diois oriental, les marnes de la Révolte représentent le sommet de l'épais intervalle marneux de la Plaine [Arnaud, 1981] qui est surmonté sans transition par les calcaires bioclastiques de la Montagne de Belle Motte (fig. 24). Ces derniers appartiennent de ce fait à l'Aptien inférieur,

sauf leur base qui pourrait se situer éventuellement au toit du Barrémien supérieur (ce qui est peu probable car le niveau fossilifère est situé au mur et non au sommet des marnes de la Révolte).

Du point de vue séquentiel, aucune continuité d'affleurement ne permet de relier les marnes de la Révolte à l'un des niveaux des Calcaires urgoniens inférieurs mais, dans la mesure où elles représentent un maximum de transgression, elles peuvent être corrélées sans difficultés avec le maximum de transgression de la séquence de dépôt BA5 *sensu* Arnaud et Arnaud-Vanneau [1991].

3.2. Les Calcaires urgoniens inférieurs du Vercors nord au Jura

Dans cette région, aucune ammonite n'a été recueillie dans le membre inférieur des Calcaires urgoniens de sorte que les attributions que nous proposons (Barrémien supérieur, de la zone à Sartousiana à la zone à Sarasini) ne sont pas fondées paléontologiquement sur la présence d'ammonites. De ce fait, dès le Vercors septentrional et plus au nord, les attributions stratigraphiques que nous proposons depuis longtemps [Arnaud-Vanneau *et al.*, 1976] sont fondés sur d'autres arguments, en particulier les associations d'orbitolinidés et les corrélations séquentielles. Bien qu'elles soient partiellement étayées depuis grâce à de nouvelles données paléontologiques (charophytes, pollens, dynoflagellés), il n'en est pas moins vrai que l'âge des Calcaires urgoniens inférieurs de ce secteur ne peut pas être considéré comme totalement prouvé contrairement au Vercors méridional.

À cet égard, on doit s'interroger sur les conclusions de Clavel *et al.* [1987, 1994a et 1995] qui réaffirment depuis une décennie avoir daté les Calcaires urgoniens grâce à des ammonites. Sans entrer dans le détail de la discussion, qui a fait l'objet d'une publication antérieure [Arnaud et Arnaud-Vanneau, 1991], nous rappelons les trois points suivants.

– Aucune ammonite n'a été citée, décrite ou figurée par ces auteurs dans les Calcaires urgoniens inférieurs des massifs subalpins septentrionaux et du Jura, c'est-à-dire au-dessus de notre limite de séquence de dépôt SbB3 dont la localisation figure dans les coupes détaillées de cet article. Les rares spécimens cités, notamment le *Plesiospitidiscus gr. ligatus* du Pic de l'Oeillette, ont été recueillis en dessous, voire très en dessous, de cette limite.

– La représentation par Clavel *et al.* [1995, fig. 4 et 5] d'une coupe très schématique du Vercors septentrional tend à accréditer l'idée que des ammonites de la zone à Angulicostata ou de la base de la zone à Hugii [*sensu* Busnardo, 1984] ont été récoltés dans des faciès bioclastiques et à rudistes des Calcaires urgoniens de cette région, or rien n'est plus faux. Aucun céphalopode du Barrémien inférieur (zone à Hugii) n'a

été cité par ces auteurs dans cette région. S'agissant de l'Hauterivien terminal (zone à *Angulicostata*), les seules formes qui pourraient appartenir à ce niveau sont celles figurées comme des *Pseudothurmannia* sp. dans les calcaires argileux à *Toxaster retusus* de l'Hauterivien du Pas de Pré Coquet, sous la base des Calcaires urgoniens (§ 4.2) et non pas 30 m au-dessus de cette dernière, dans des faciès totalement différents. Ailleurs dans le Vercors septentrional, aucune ammonite de l'Hauterivien supérieur, zone à *Angulicostata*, ni du Barrémien, zone à *Hugii*, n'a été citée ou récoltée dans les calcaires bioclastiques ou à rudistes des Calcaires urgoniens inférieurs contrairement à ce qui a été illustré par Clavel *et al.* [1995, fig. 4 et 5, Vercors septentrional]. Or cette coupe est probablement celle des Gorges du Nant, levée banc par banc et figurée schématiquement par Arnaud-Vanneau [1980] (voir également plus loin, fig. 27) car les épaisseurs et les grands lithofacies y sont les mêmes à l'exception, d'une part, du premier niveau de calcaires à rudistes qui est inconnu dans cette localité et, d'autre part, des couches inférieures à orbitolines dont il n'est pas fait état alors qu'elles y affleurent remarquablement bien.

— L'ammonite du Pas de Pré Coquet, que nous avons récolté le long de la limite de séquence SbB3, sous la surface basale des Calcaires urgoniens du Vercors septentrional, n'est pas une *Pseudothurmannia* sp. de l'Hauterivien terminal contrairement à l'opinion de Busnardo *et al.* [1994]. Citée comme *Silesites* cf. *seranonis* par Arnaud-Vanneau [1980], elle avait été trouvée entre les Calcaires urgoniens et les calcaires argileux et marnes de l'Hauterivien attribués à cette

époque, mais à tort, au Barrémien supérieur. Outre qu'elle est peut-être remaniée à la base des Calcaires urgoniens, cette ammonite a fait l'objet d'une publication récente contestant son appartenance au Barrémien supérieur [Busnardo *et al.*, 1994]. Pour ces auteurs il s'agirait d'une *Pseudothurmannia* de grande taille, attribution qui n'est étayée par aucun argument, sauf qu'elle proviendrait pour eux des bancs 25 ou 26 de la coupe, bancs qui renferment des *Pseudothurmannia* et un *Balearis* gr. ind. Cette opinion est illustrée par un dessin de ce spécimen et un schéma de sa section [Busnardo *et al.*, 1994, pl. II et III], tous deux trompeurs en ce sens que le premier figure un ombilic net contrairement à l'original et que le second, s'il ressemble bien à une section de *Pseudothurmannia*, n'a rien à voir avec la section réelle, plus ovoïde, de cette ammonite (fig. 14).

Nous rejettons tant son appartenance au genre *Pseudothurmannia* que sa localisation dans des couches hauteriviennes. Tout d'abord, ce spécimen était plaqué sous la limite inférieure du premier banc des Calcaires urgoniens, c'est-à-dire du banc 27 (ou du banc 29 ?) de la coupe figurée par Busnardo *et al.* [1994], niveau situé au-dessus de l'intervalle qui a livré un *Balearis* gr. ind. et ce qu'ils figurent et décrivent comme des *Pseudothurmannia* de l'Hauterivien supérieur. Ensuite, selon la description de J.-P. Thieuloy, il s'agit en fait d'un spécimen légèrement déformé (D max = 160 mm ; H = 52 mm ; E = 34 mm ; O = 68 mm) possédant probablement un large ombilic (O/D = 0,42), une section ovoïde comprimée et une région ventrale arrondie, régulièrement convexe. Les seuls éléments ornementaux perceptibles sont d'une double nature :

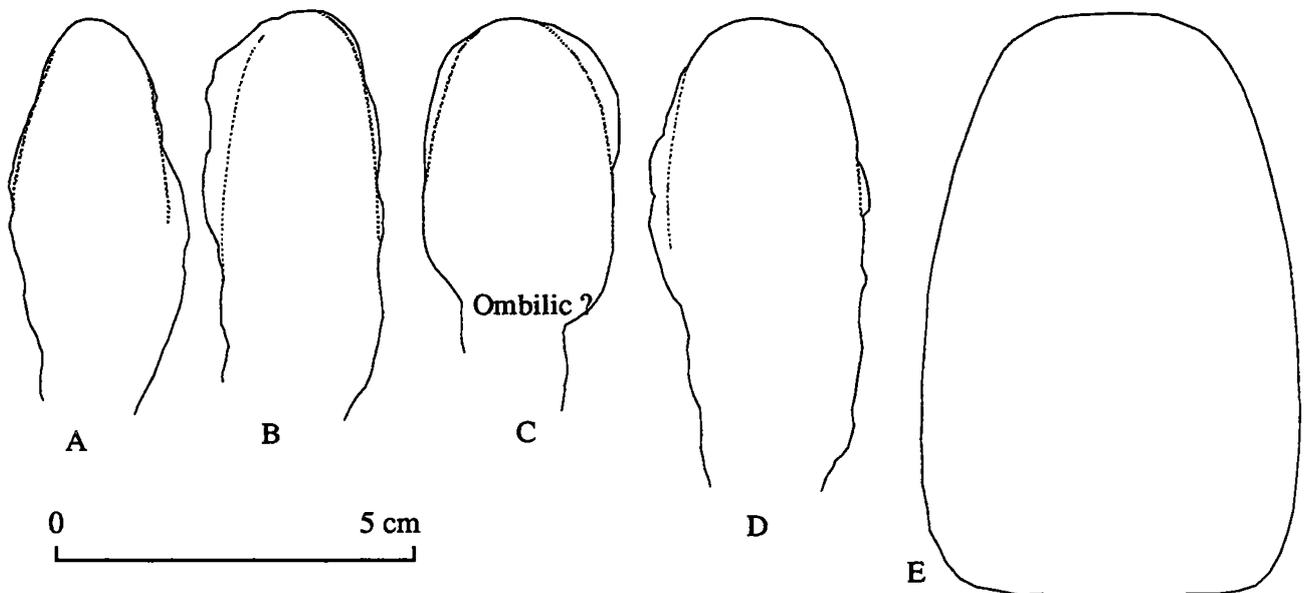


FIG. 14.— Ammonite du Pas de Pré Coquet, que nous attribuons au genre *Pseudohaploceras* [non *Silesites seranonis* in Arnaud-Vanneau, 1980, non *Pseudothurmannia* sp. ind. in Busnardo *et al.*, 1994]. A, B, C et D, sections transversales radiales de cette ammonite (d'après un moulage ; D correspond à la section pour un diamètre de 150 mm proche du diamètre maximum de 160 mm). L'ombilic visible sur la section C, a été partiellement dégagé sur une portion du tour seulement. E, section de cette même ammonite d'après Busnardo *et al.* [1994].

- constrictions faiblement proverses affectant les flancs et le ventre ;

- costulation au moins ventrale, assez dense (6-7 côtes/3 cm linéaires sur la ligne ventrale).

Il est donc clair que le dessin de cette ammonite figuré par Busnardo *et al.* [1994, pl. II] ne correspond pas à une *Pseudothurmannia* sp. ind. comme indiqué par ces auteurs.

En raison de la médiocrité de sa conservation, une détermination générique ou spécifique est assez hasardeuse. Diverses possibilités ont été envisagées par les spécialistes auxquels cet échantillon a été soumis, toutes conduisant à une appartenance au Barrémien supérieur [Arnaud et Arnaud-Vanneau, 1991]. Parmi celles-ci, la plus grande probabilité est pour une appartenance au genre *Pseudohaploceras* du Barrémien supérieur. Aller plus loin dans la détermination serait illusoire en raison de l'état de conservation du spécimen. Il n'en est pas moins vrai que la seule ammonite plaquée sous la surface basale des Calcaires urgoniens inférieurs est tout à fait compatible avec un âge Barrémien supérieur alors qu'elle ne permet en aucun cas de les dater de l'Hauterivien.

3.3. Les couches inférieures à Orbitolines

Les couches inférieures à Orbitolines ont livré quelques rares ammonites, dont deux *Ancyloceras* gr. *matheronianum* D'ORB. et un *Deshayesites* sp. trouvées en différents points par plusieurs auteurs et toujours citées depuis Arnaud-Vanneau *et al.* [1976] ; toutes les trois caractérisent l'Aptien inférieur sans autre précision. Depuis, une autre ammonite a été recueillie par B. Virlovet dans les marnes à orbitolines des pentes est du Col de Lachau (Vassieux). Il s'agit d'un *Toxoceratoides* sp. ce qui la situe dans le Barrémien supérieur ou l'Aptien inférieur compte tenu de la répartition de ce genre. Sauf pour l'*Ancyloceras* gr. *matheronianum* D'ORB. trouvé par P. Gidon en Chartreuse, aucune de ces ammonites ne peut être localisée précisément dans une coupe, mais toutes indiquent l'Aptien inférieur. En conséquence, nous continuons à considérer que les couches inférieures à Orbitolines appartiennent dans leur totalité à l'Aptien inférieur (Bédoulien) tant pour des raisons séquentielles que paléontologiques puisqu'aucun élément ne permet de penser que la base de ce niveau puisse encore appartenir au Barrémien supérieur. De ce point de vue, nous sommes également en désaccord complet avec Clavel *et al.* [1995], ce qui nous conduit à discuter d'une part des attributions de ces auteurs et, d'autre part, de la géométrie des dépôts.

Du point de vue stratigraphique, deux points seront soulignés.

1. Considérer que la partie inférieure des couches inférieures à orbitolines des massifs subalpins septentrionaux peut représenter l'équivalent latéral des marnes

de la Béguère et des marnes de la Révolte [Clavel *et al.*, 1995, fig. 6] est une aberration, due probablement à la méconnaissance du terrain, dont la conséquence est l'extrême confusion des répartitions stratigraphiques de ces auteurs pour le Barrémien supérieur. Sur le plateau du Veymont, dans la région-type des marnes de la Béguère, la superposition des assises est claire (fig. 15) : les couches inférieures à orbitolines affleurent très bien dans le secteur des Bachassons, plusieurs centaines de mètres au-dessus des marnes de la Béguère. Outre cette localisation très différente dans les coupes des Calcaires urgoniens et bien que ces deux niveaux renferment des *Palorbitolina lenticularis*, les marnes de la Béguère diffèrent des couches inférieures à orbitolines tant par leurs associations de foraminifères que par leurs faciès. Les premières renferment *Eopalorbitolina charollaisi* et des *Palorbitolina lenticularis* connues par leurs appareils embryonnaires alors que les secondes contiennent de nombreuses *Palorbitolina lenticularis* et une riche association d'*Orbitolinopsis* (en particulier *O. kiliani*, *O. cuvillieri* et *O. buccifer*).

2. Affirmer comme ces auteurs que les couches inférieures à orbitolines appartiennent (pour leur partie qui ne serait pas l'équivalent latéral des marnes de la Révolte et de la Béguère) aux zones à Consobrinus et Matheroni *pro parte* de l'Aptien inférieur est totalement infondé pour trois raisons au moins : a) la zonation de Busnardo [1984] doit être considérée comme inutilisable pour l'Aptien inférieur du Sud-Est de la France selon les spécialistes (« a detailed zonation of the French Aptian is still not available » [Hoedemaeker et Bulot, 1990 ; Hoedemaeker *et al.*, 1993]), notamment parce que ces zones n'ont pas été définies et que leur contenu paléontologique n'est pas connu ; b) aucune autre ammonite provenant des couches inférieures à orbitolines n'ayant été citée par ces auteurs, sur quels critères [Clavel *et al.*, 1995] fondent-ils leurs affirmations et leurs datations dont la précision est de toute évidence illusoire ? c) la répartition des rares ammonites recueillies dans ce niveau est encore mal connue, ce qui permet de dater ces couches de l'Aptien inférieur, mais sans que l'on puisse espérer une plus grande précision. Tout au plus, s'agissant de l'*Ancyloceras* gr. *matheronianum* D'ORB. ou des *Ancyloceras* sp. pouvons-nous signaler leur présence dans plusieurs coupes de la région d'Angles-Barrême où ils apparaissent assez haut dans la zone à Weissi [Delanoy, 1995 et 1996]. Il en résulte que le maximum de transgression des couches inférieures à orbitolines (maximum de transgression de la séquence de dépôt AP1) ne semble pas situé à la base de l'Aptien inférieur, mais plus probablement dans la deuxième zone de ce sous-étage.

Du point de vue séquentiel, les couches inférieures à orbitolines des massifs subalpins septentrionaux correspondent à l'intervalle transgressif et au maximum de transgression d'une seule séquence de dépôt (séquence AP1) et non de cinq, comme proposé par Clavel *et al.* [1995, fig. 6, séquences de dépôt Ba4, Ba5,

Bd1, Bd2 et Bd3]. Une telle disposition, qui impliquerait la superposition de plusieurs intervalles transgressifs appartenant à cinq séquences de dépôt distinctes, ne s'observe nulle part malgré le grand nombre de bonnes coupes disponibles pour cet intervalle. Sur ce plan d'ailleurs, affirmer « qu'aucune section ne présente de succession non perturbée » est pour le moins surprenant, tout comme l'est l'absence de figuration par ces auteurs de la moitié supérieure des Calcaires urgoniens de Chartreuse et du Vercors septentrional [Clavel *et al.*, 1995, fig. 4 et 5].

Du point de vue géométrique, il est établi depuis longtemps par tous les auteurs dauphinois que les couches inférieures à Orbitolines forment un repère cartographique continu dans l'ensemble des massifs subalpins où elles sont très reconnaissables tant par leurs faciès de transgression que par leur microfaune aussi abondante que diversifiée. Leur localisation sur une surface d'émergence et d'érosion particulièrement importante [limite de séquence de dépôt SbA1, Arnaud et Arnaud-Vanneau, 1991] explique les variations très rapides d'épaisseur et de faciès observées dans certains secteurs : les paléocreux (vallées incisées ou paléodolines) sont caractérisés par de nombreux niveaux marneux alors que les reliefs situés entre ces creux, d'une part, et la bordure de la plate-forme (Vercors méridional), d'autre part, le sont par des faciès plus calcaires.

Toutefois, du nord-ouest de la Chartreuse (région des Échelles) au Vercors (Forêt des Coulmes), le long d'une bande étroite, longue d'une vingtaine de kilomètres et localisée le long de la faille de l'Isère, le rejeu de cet accident au Barrémien terminal et à l'Aptien basal se traduit par l'érosion ou le non dépôt des prismes de haut niveau des séquences BA4 et BA5 *sensu* Arnaud et Arnaud-Vanneau [1991], la présence de faciès d'eau douce à Charophytes [Arnaud-Vanneau, 1980 ; Mojon et Médus, 1990] et la superposition des couches inférieures à orbitolines (intervalle transgressif de la séquence de dépôt AP1) sur les intervalles transgressifs des séquences de dépôt BA4 et BA5 (par exemple dans les coupes de Berland, Veurey, Font Renard et du Mont Noir). Dans tous les cas, tant les faciès que les associations de foraminifères ou d'échinides permettent de distinguer aisément les couches inférieures à orbitolines des niveaux de transgression appartenant aux autres séquences de dépôt. En résumé, si les maxima de transgression des séquences BA4 et BA5 représentent bien, à nos yeux, les équivalents latéraux des marnes du Pas de la Couronne (et non des marnes de la Béguère) pour le premier et des marnes de la Révolte pour le second, il est impossible de les amalgamer aux couches inférieures à orbitolines dont ils sont habituellement séparés par plusieurs dizaines de mètres de sédiments.

En conclusion, le membre des couches inférieures à orbitolines des massifs subalpins septentrionaux tel qu'il a été défini et figuré, notamment par Arnaud-Vanneau [1980], dans de très nombreuses coupes du Vercors et de la Chartreuse appartient dans sa totalité à

l'Aptien inférieur, et plus précisément à la partie inférieure de l'Aptien inférieur car ce niveau est surmonté par les Calcaires urgoniens supérieurs, puis par les couches supérieures à orbitolines qui appartiennent encore dans leur totalité à l'Aptien inférieur (§ 3.4.). À défaut d'autres éléments, la présence de deux *Ancyloceras gr. matheronianum* D'ORB. dans le Vercors et la Chartreuse [Arnaud, 1981], dont l'un précisément localisé dans les marnes du maximum de transgression de la séquence AP1 (sommet des couches inférieures à orbitolines), laisse supposer que l'on se trouverait dans la zone à Weissi de la zonation provisoire de l'Aptien [Hoedemaeker et Bulot, 1990 ; Hoedemaeker *et al.*, 1993], car ces formes se rencontrent à ce niveau dans plusieurs coupes de la région stratotypique d'Angles [Delanoy, 1995 et 1996].

Sur le plan de la stratigraphie séquentielle, la limite de séquence de dépôt SbA1 *sensu* Arnaud et Arnaud-Vanneau [1991] pourrait être corrélée avec la base du banc 201b, et le maximum de transgression de la séquence de dépôt AP1 avec le banc 210 de la coupe d'Angles, tous les deux situés dans l'Aptien inférieur, aussi bien pour Busnardo [1965] que pour Delanoy [1995 et 1996].

3.4. Les couches supérieures à orbitolines

Ce membre est représenté dans le Vercors et une partie de la Chartreuse par des marnes et des calcaires à *Palorbitolina lenticularis*. Très discontinu, il correspond soit à des remplissages de vallées incisées (Vercors septentrional), soit seulement à des remplissages de cavités karstiques creusées sous la surface d'érosion du toit des Calcaires urgoniens supérieurs (Vercors septentrional et Chartreuse). Dans le Vercors méridional, au sud de la vallée de la Vernaion, ce membre marneux devient continu et de plus en plus pauvre en Palorbitolines, mais ses affleurements sont peu nombreux en raison des érosions actuelles.

Les nombreuses ammonites de ce niveau ont été recueillies en deux points pour l'essentiel (les Rimets et le vallon de l'Achard), décrites par Thieuloy et Girod [1964 et 1965], puis citées et complétées depuis par Arnaud-Vanneau *et al.* [1976] et Arnaud [1981] : *Costidiscus recticostatus* (D'ORB.), *Macroscaphites striatisulcatus* (D'ORB.), *Valdedorsella cf. angladei* (SAYN), *Pseudohaploceras matheroni* (D'ORB.), *Procheloniceras stobiesckii* (D'ORB.), *Cheloniceras cornuelianum* (D'ORB.), *Cheloniceras disparile* CASEY, *Deshayesites cf. deshayesi* (LEYM.) et, au sommet, *Zurcherella cf. zurcheri* (JACOB & TOBLER) et *Tropaeum gr. hillsi* (Sow.). Toutes caractérisent la partie supérieure du Bédoulien (zones à Deshayesi et Bowerbanki de Casey [1961], ce qui correspondrait, d'après Delanoy [1995], aux zones à Deshayesi et Furcata de la nouvelle zonation de la région méditerranéenne [Hoedemaeker et Bulot, 1990 ; Hoedemaeker *et al.*, 1993]).

3.5. Conclusions

Les Calcaires urgoniens inférieurs du Vercors méridional sont d'âge barrémien supérieur en raison de leur localisation au-dessus des marnes de Font Froide (zone à Sartousiana). Plus au nord ils ne sont pas datés par des ammonites, ce qui nous conduit à considérer comme totalement infondé et à rejeter l'âge Hauterivien terminal-Barrémien inférieur proposé pour ce membre par Clavel *et al.* [1987, 1994a et 1995]. Par contre les données de terrain et les corrélations séquentielles bien documentées (§ 4) entre le sud et le nord du Vercors nous contraignent à leur attribuer un âge barrémien supérieur. Ce point de vue est conforté par les datations de deux niveaux des Calcaires urgoniens inférieurs par des charophytes, des pollens et des dinoflagellés.

Le premier correspond à des calcaires à charophytes qui surmontent directement la limite de séquence de dépôt SbB4 dans la coupe du Plateau d'Andey. Cette flore, initialement décrite comme d'âge Barrémien inférieur [Mojon *in* Blondel *et al.*, 1986], est maintenant datée du Barrémien supérieur, cénozone M8a [Mojon, 1996].

Le deuxième de ces niveaux correspond au maximum de transgression de la séquence de dépôt BA4 qui a livré, dans la coupe des Gorges du Frou [base de l'unité BsAia de Arnaud-Vanneau, 1980] un assemblage de dinokystes du Barrémien supérieur («younger than Middle Barremian. No typical Aptian elements or markers were recognized », M. Wilpshaar, *in litteris*). deux bancs très voisins ont livré des charophytes ainsi qu'un spectre palynologique attribué à l'Aptien inférieur basal, sans exclure un âge Barrémien supérieur sommital [Mojon et Médus, 1990]. La limite Barrémien-Aptien n'étant pas encore connue avec certitude (§ 1.1.2), il est clair que les échelles de charophytes ou de pollens ne permettent pas non plus de la situer avec précision. Il est donc possible de la placer entre le maximum de transgression de la séquence BA4 et la limite de séquence SbA1 ou, comme l'avait déjà proposé Arnaud-Vanneau [1980], dans son membre BsAi (fig. 2). De ce point de vue, les corrélations séquentielles avec la coupe d'Angles nous conduisent, aujourd'hui encore, à placer la séquence de dépôt BA5 dans le Barrémien terminal plutôt que dans l'Aptien basal.

Toutes ces données paléontologiques conduisent à localiser les séquences de dépôt BA4 et BA5, c'est-à-dire la plus grande partie des Calcaires urgoniens inférieurs, dans le Barrémien supérieur. De ce fait, seul le prisme de haut niveau de notre séquence de dépôt BA3, à la base des Calcaires urgoniens inférieurs, n'est toujours pas daté hormis par les orbitolinidés.

Les couches inférieures et les couches supérieures à orbitolines, qui représentent les deux épisodes transgressifs majeurs de l'Aptien inférieur, sont datées de l'Aptien inférieur par des ammonites. En conséquence, les Calcaires urgoniens supérieurs sont également datés de l'Aptien inférieur par encadrement.

4. – CORRÉLATIONS DES CALCAIRES URGONIENS DU SUD AU NORD DU VERCORS

Les corrélations entre le Col de Rousset et la vallée de l'Isère sont fondamentales pour l'interprétation des Calcaires urgoniens des massifs subalpins septentrionaux et du Jura. En effet :

- dans le sud du Vercors, la localisation des Calcaires urgoniens inférieurs dans le Barrémien supérieur ne peut pas être contestée puisqu'ils surmontent partout des niveaux datés par ammonites des zones à Sartousiana et Feraudianus ;

- dans le nord du Vercors, les coupes, par exemple celle des Gorges du Nant (fig. 27) sont similaires à celles des massifs subalpins plus septentrionaux avec lesquelles elles peuvent être corrélées sans difficulté.

De ce fait, seul l'examen détaillé de la dalle urgonienne qui affleure en continuité sur le flanc ouest du synclinal de Rencurel, depuis la Forêt de Lente et le plateau de Vassieux au sud jusqu'au Balcon des Écouges et la Forêt des Coulmes au nord, permet de relier ces deux secteurs sans ambiguïté et de proposer des corrélations séquentielles.

4.1. Les corrélations entre le Col de Rousset et Combe Laval

Aux alentours du Col de Rousset la coupe du Barrémien et de l'Aptien inférieur est complète. Au-dessus d'un millier de mètres de Barrémien hémipélagique, les faciès bioclastiques appartenant à la Formation des Calcaires de Glandasse apparaissent dans le prisme de bas niveau de la séquence de dépôt BA3 (fig. 16). Les Calcaires urgoniens, qui forment la falaise sommitale développée au-dessus des marnes de Font Froide et de la Béguère datée par des ammonites du Barrémien supérieur (zones à Sartousiana et à Feraudianus), sont surmontés par les marnes grésoglaucוניeuses de la Vernaison (Aptien supérieur ?-Albien) dont un affleurement existait jadis à l'entrée nord de l'ancien tunnel. Toutes les limites de séquences de dépôt y sont clairement visibles, ainsi que les couches inférieures à orbitolines, très calcaires ici comme dans tout le sud du Vercors. Deux coupes y ont été levées, au Col de Rousset même et dans la falaise des Rochers de Chironne (fig. 15 et 21) ; toutes deux surmontent les marnes de Font Froide datées de la zone à Sartousiana du Barrémien supérieur, sur la Montagne de Bure dans le premier cas et le long de la route du col, au lacet coté 1072 m, dans le second cas (§ 3.1.1.). Des Rochers de Chironne, la coupe est continue tout autour du plateau de Vassieux jusque dans la région de Font d'Urle, à l'extrémité méridionale de la Forêt de Lente (fig. 17). Dans ce secteur, entre le Puy de la Gagère et le Col de Lachau, s'observe le plus beau passage latéral entre les faciès

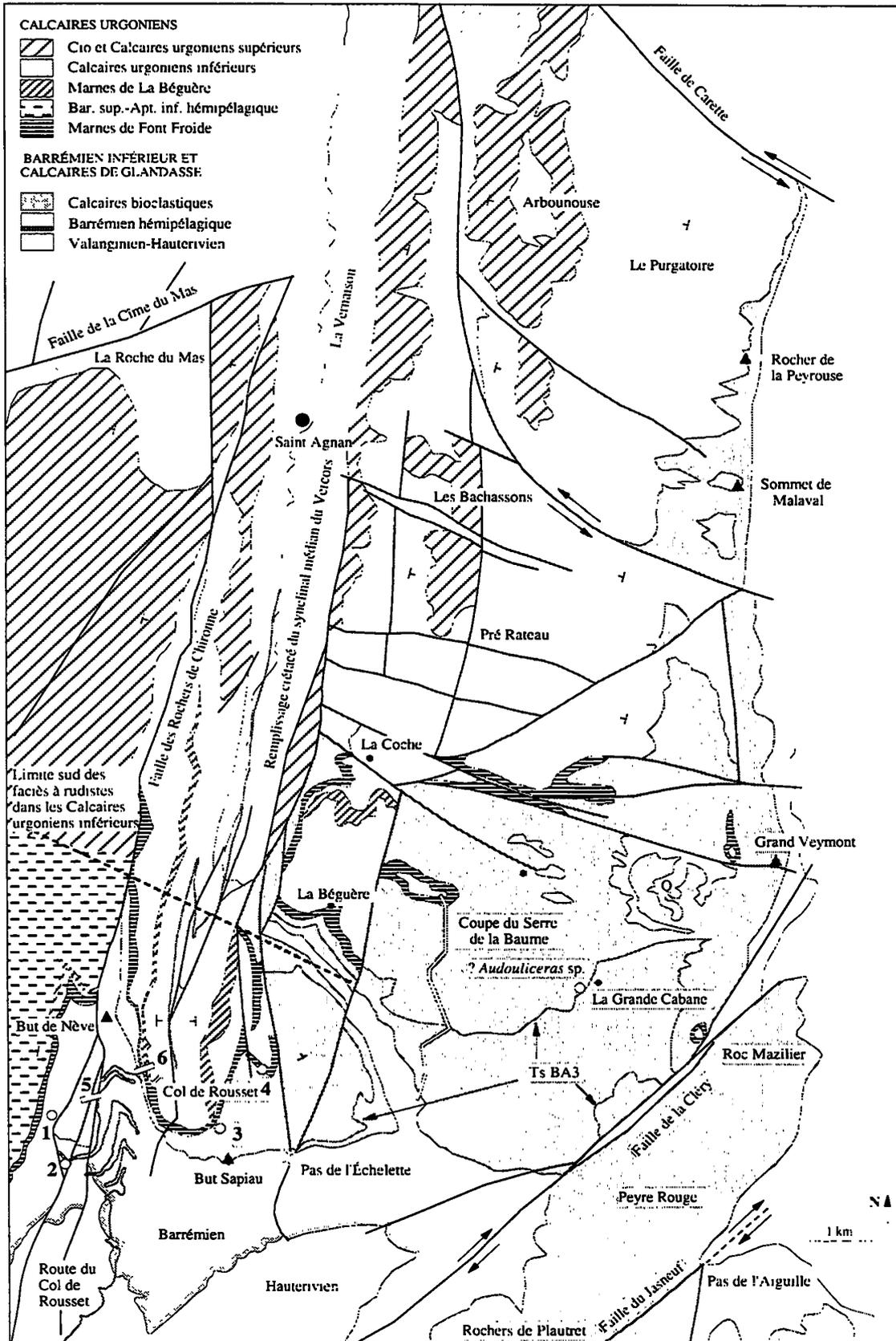


FIG. 15. – Carte schématique des environs du Col de Rousset et du plateau du Veymont. Les Calcaires de Glandasse affleurent très largement autour du Col de Rousset et sur le Plateau du Veymont. Vers le nord, ils forment la crête orientale du Vercors jusqu'à la faille de Carette. Ts BA3 : surface de transgression de la séquence de dépôt BA3. Les Calcaires urgoniens sont partout localisés au-dessus des marnes de Font Froide, maximum de transgression de la séquence BA3. De nombreuses ammonites des zones à *Sartousiana* et à *Feradianus* ont été récoltées de part et d'autre de ce

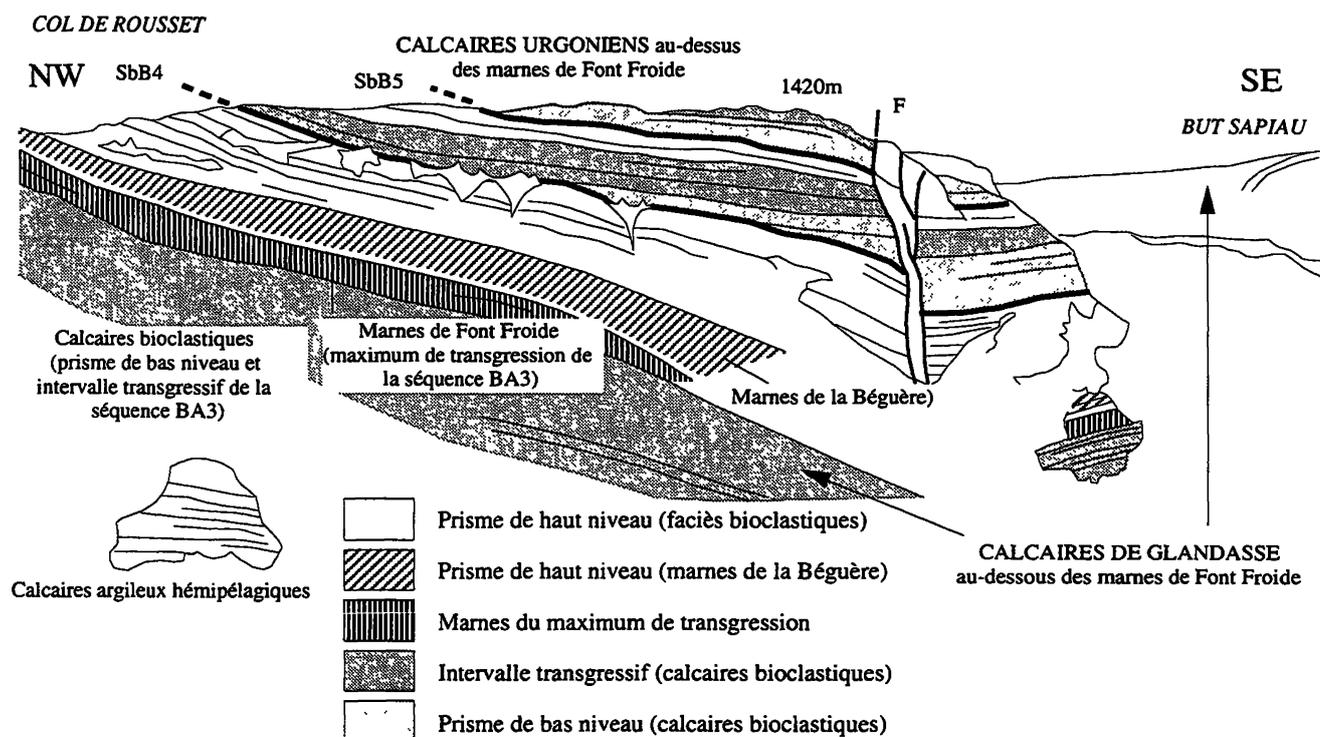


FIG. 16. – Panorama partiel du Col de Rousset montrant la localisation des limites de séquences de dépôt SbB4 et SbB5 dans les Calcaires urgoniens. Remarquer la disposition en onlaps des paraséquences au-dessus de la limite SbB4 (en raison de la localisation de cette coupe sur la bordure de la plate-forme urgoniennne). Marnes de Font Froide et de la Béguère datée du Barrémien supérieur, zones à Sartousiana et à Feraudianus.

hémipélagiques du Barrémien terminal et les faciès à rudistes des Calcaires urgoniens. Comme sur le plateau du Veymont et dans la région du Col de Rousset, la superposition des Calcaires urgoniens sur les Calcaires de Glandasse y est parfaitement claire [Arnaud, 1981 ; Virlovet, 1997].

Dans la Forêt de Lente, entre Font d'Urle et Lente, les passages latéraux de faciès, détaillés par Arnaud [1981] puis par Virlovet [1997], peuvent être résumés en quatre points.

1) Les Calcaires de Glandasse, représentés par les faciès bioclastiques du sommet du prisme de bas niveau et de l'intervalle transgressif de la séquence de dépôt BA3, toujours surmontés par les marnes de Font Froide (coupe du Téleski de la Combe, fig. 23), se suivent vers le nord jusqu'à la faille de la Cime du Mas. Au nord-ouest de cette dernière, ils s'observent à l'ouest de Lente avec des épaisseurs déjà très réduites. Leur âge Barrémien supérieur, comme dans la région du Col de

Rousset et sur le Plateau du Veymont, est attesté par un très gros *Emericiceras gr. barremense* (KILLIAN) du Barrémien supérieur (§ 2.1.2.) découvert au Serre de Jujuffrey dans les calcaires bioclastiques situés au-dessus des marnes de Font Froide (fig. 17).

2) Les marnes de Font Froide passent latéralement à des calcaires bioclastiques à madréporaires au nord de la faille de la Cime du Mas, dans la région de Lente.

3) Le faisceau calcaire compris entre les marnes de Font Froide et les marnes de la Béguère passe latéralement vers le nord à des faciès récifaux et à rudistes, localement très dolomitisés, qui constituent, ici comme sur le plateau du Veymont, la base des Calcaires urgoniens. Aux alentours de Chaud Clapier, ils renferment *Eopalorbitolina charollaisi* et *Palorbitolina lenticularis* dont un appareil embryonnaire a été figuré [Blanc-Alétru, 1995, pl. VIII, fig. 4 ; fig. 35d]. C'est aussi le cas sur le plateau du Veymont, dans les Rancs de Charles, au sommet des Marnes de La Béguère [Arnaud-Vanneau, 1980, pl. 103, fig. 3 ; fig. 35 b et c].

niveau. Les principaux points sont les suivants : 1, Rochers de Chironne ; 2, route du Col de Rousset (lacet 1072) ; 3, versant est du Col de Rousset ; 4, plateau de Bure. Les couches inférieures à orbitolines (CiO) et les Calcaires urgoniens supérieurs affleurent bien plus haut dans la coupe naturelle du plateau du Veymont (sur ce schéma, les couches inférieures à orbitolines et les Calcaires urgoniens supérieurs n'ont pas été séparés dans le sud du synclinal médian du Vercors). 5, coupe des Rochers de Chironne ; 6, coupe du Col de Rousset. Au nord du Col de Rousset, les deux flancs du synclinal permettent d'observer, comme plus à l'ouest entre Vassieux et Font d'Urle, la rétrogradation des Calcaires urgoniens par rapport aux Calcaires de Glandasse. Q, moraines quaternaires du plateau du Veymont.

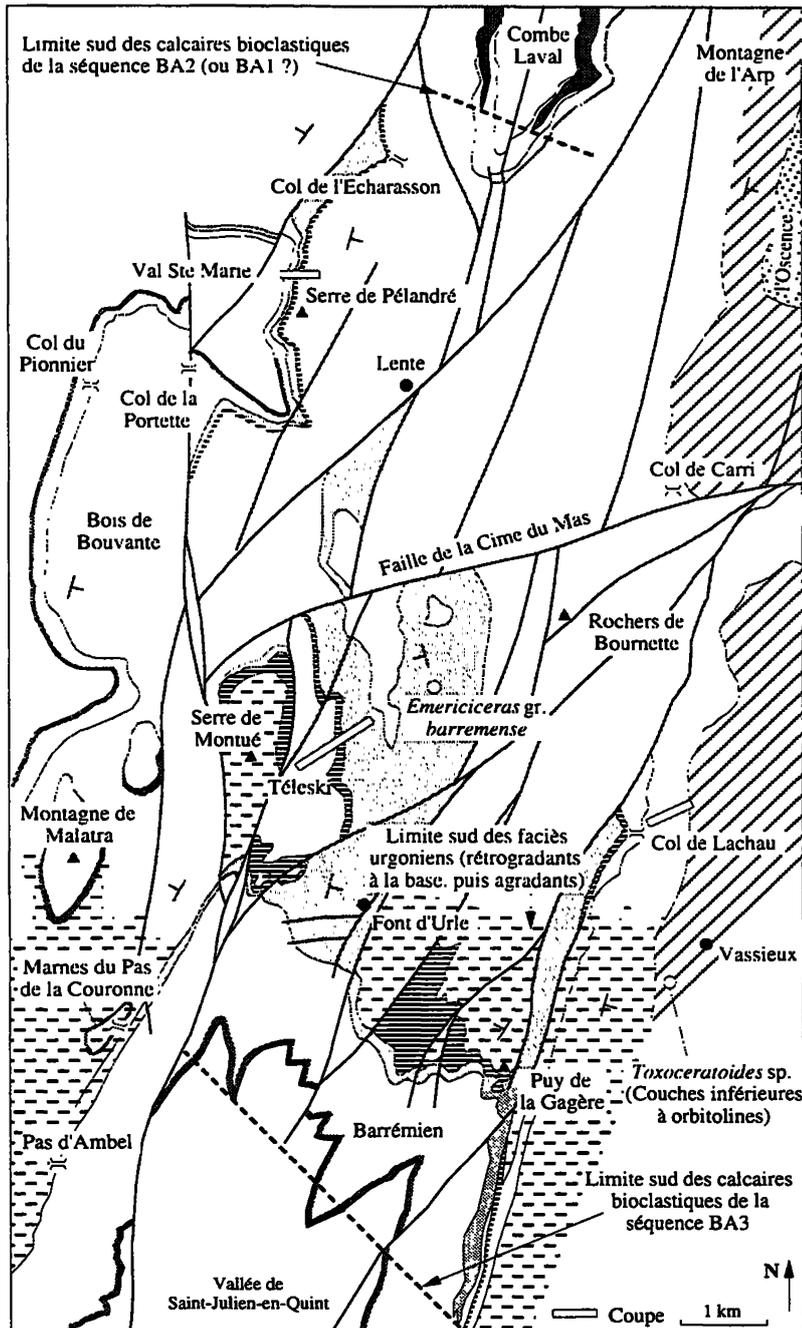


FIG. 17. – Carte géologique simplifiée de la Forêt de Lente. Jusqu'à Combe Laval vers le nord, les Calcaires urgoniens inférieurs sont clairement localisés entre les marnes de Font Froide du Barrémien supérieur et les Couches inférieures à orbitolines de l'Aptien inférieur. Deux corps bioclastiques appartenant à la formation des Calcaires de Glandasse s'observent : le premier, qui pourrait être attribué à la séquence de dépôt BA1 en raison de la présence de Torcapelles (voir texte), passe latéralement vers le sud à des faciès hémipélagiques dans la région de Combe Laval ; le second, appartenant à la séquence BA3 (prisme de bas niveau et intervalle transgressif) passe latéralement à des faciès hémipélagiques au sud du Puy de la Gagère. Vers le nord, ils disparaissent totalement par onlaps avant d'arriver à Combe Laval (fig. 18). Au nord du Plateau d'Ambel, les marnes du Pas de la Couronne (Barrémien supérieur, zone à Giraudi, horizon à *emerici*) s'intercalent dans les calcaires urgoniens inférieurs de la Montagne de Malatra. Cio : Couches inférieures à orbitolines. Elles ont livré, au sud-ouest de Vassieux un *Toxoceratoides* sp. La « Lumachelle » de l'Aptien supérieur correspond à un faciès de plate-forme noyée, malheureusement dépourvu d'orbitolinidés.

**BARRÉMIEN INFÉRIEUR ET
CALCAIRES DE GLANDASSE**

- Calcaires bioclastiques BA3
- Calcaires bioclastiques BA1 ou BA2
- Barrémien hémipélagique
- Valanginien-Hauterivien

CALCAIRES URGONIENS ET APTIEN SUPÉRIEUR

- "Lumachelle" de l'Aptien supérieur
- Cio et Calcaires urgoniens supérieurs
- Calcaires urgoniens inférieurs
- Bar. sup.-Apt. inf. hémipélagique
- Marnes de Font Froide

4) Les Calcaires urgoniens inférieurs sont rétrogradants dans ce secteur par rapport aux Calcaires de Glandasse, prouvant qu'ils appartiennent à une formation transgressive dont l'âge est partout Barrémien supérieur puisqu'ils sont toujours au-dessus des marnes de Font Froide. Cette disposition générale rétrogradante par rapport aux Calcaires de Glandasse, parfaitement illustrée dans la Forêt de Lente, est semblable à celle qui s'observe sur le Plateau du Veymont et qui se déduit de

l'étude des pourtours orientaux du Plateau de Glandasse (en particulier dans le secteur Rocher de Combau-Montagne de Belle Motte). Elle infirme à elle seule qu'une quelconque progradation du membre inférieur des Calcaires urgoniens puisse exister entre le Jura et le sud du Vercors, contrairement à l'opinion de Clavel *et al.* [1987], constamment reprise depuis par ces auteurs. Dans ce contexte transgressif, l'organisation des Calcaires urgoniens inférieurs est agradante jusqu'à la

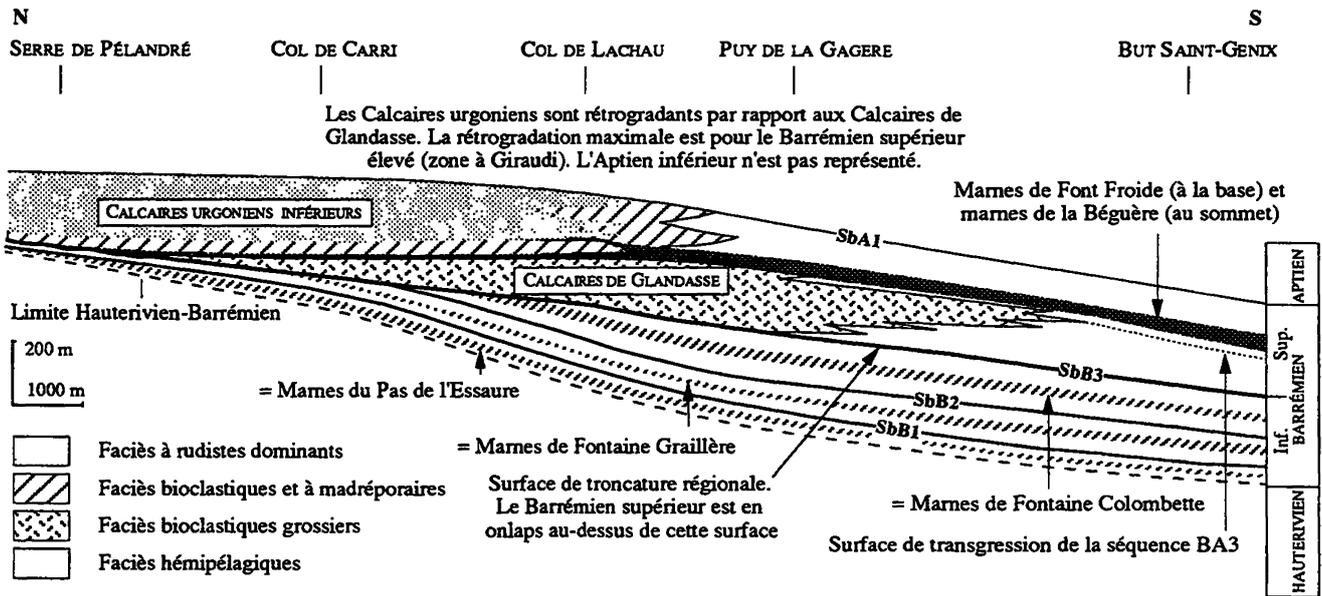
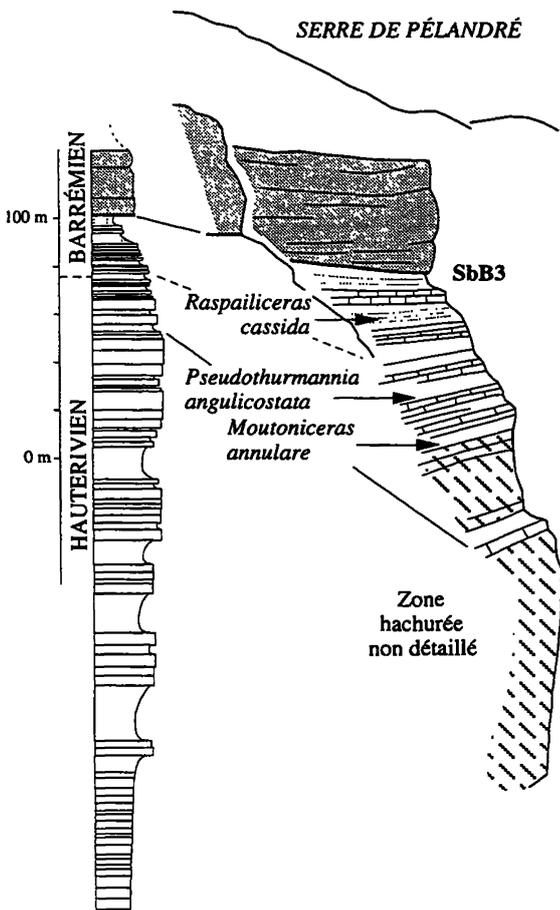


FIG. 18. – Coupe très simplifiée de la partie sud du plateau de Vassieux et de la Forêt de Lente [d'après Virlovet, 1997, très simplifié]. La limite de séquence Sbb3 apparaît comme une surface de troncature régionale, au-dessus de laquelle le sommet des Calcaires de Glandasse (appartenant ici aux membres B16 et B1 de Arnaud [1981]) sont disposés en onlaps non représentés sur cette figure. Les Calcaires urgoniens inférieurs, rétrogradants, puis aggradants par rapport aux précédents sont partout situés au-dessus des marnes de Font Froide qui représentent le maximum de transgression de la séquence de dépôt BA3. Le niveau des couches inférieures à orbitolines surmonte la limite de séquence Sba1, tant dans la coupe du Col de Lachau que sur le plateau de Vassieux. L'Aptien inférieur n'est pas représenté.



limite de séquence de dépôt Sba1 (fig. 18).

Au nord-ouest de la prairie de Lente, les faciès bioclastiques, les niveaux dolomités à madréporaires et les calcaires à rudistes qui constituent l'intervalle compris entre les marnes de Font Froide et de la Béguère se suivent très bien, en se chargeant en madréporaires, jusqu'au Serre de Pélandré où ils reposent en onlaps successifs sur une surface située au-dessus de calcaires argileux et de marnes du Barrémien inférieur. En ce point, les calcaires bioclastiques grossiers situés sous les marnes de Font Froide ont disparu totalement, à l'exception des derniers bancs sommitaux. C'est la raison pour laquelle Arnaud [1981] avait envisagé une très forte diminution d'épaisseur et leur passage latéral à des faciès hémipélagiques du Barrémien. Cette hypothèse doit être rejetée en raison des ammonites qui ont été récoltées depuis dans cette région. En effet, la coupe de Pélandré (fig. 19) montre de bas en haut trois éléments différents.

1) Des calcaires argileux et marnes hémipélagiques de l'Hauterivien terminal et du Barrémien basal. La limite Hauterivien-Barrémien serait, selon Clavel *et al.*

FIG. 19. – Coupe schématique du Serre de Pélandré dans les hauts ravins du Val Sainte Marie. Localisation et détermination des ammonites d'après Clavel *et al.* [1987]. Faciès hémipélagiques en blanc ; faciès de plate-forme en gris (ici calcaires bioclastiques fins et calcaires à madréporaires au sommet). Les marnes de Font Froide sont immédiatement au-dessus de la petite falaise visible dans le panorama.

[1987], « à 23 m sous la falaise », encadrée au-dessous par *Pseudothurmannia angulicostata* (D'ORB.) et *Moutoniceras annulare* D'ORB. et, au-dessus, par *Raspailiceras cassida* (RASPAIL) et *Acrioceras* sp. Cet ensemble lithologique se termine par un niveau plus marneux, situé dans le Barrémien inférieur et qui pourrait de ce fait être corrélé avec les marnes du Pas de l'Essaure situées dans la coupe de la Montagnette (fig. 8) au-dessous de la limite de séquence de dépôt SbB1 (§ 2.1.1.).

2) Une surface ravinante que nous interprétons comme la limite de séquence de dépôt SbB3.

3) Les Calcaires urgoniens inférieurs constitués, de bas en haut, par :

– une petite falaise de calcaires bioclastiques fins, terminée par des bancs riches en madréporaires, souvent dolomités, appartenant selon notre interprétation au sommet de l'intervalle transgressif de la séquence de dépôt BA3 ;

– un niveau micritique plus ou moins argileux surmonté par des micrites bioclastiques fines. Malgré des conditions d'affleurement médiocres, ce niveau se suit cartographiquement jusqu'au sud de Lente où il correspond, au sud de la faille de la Cime du Mas, aux marnes de Font Froide, maximum de transgression de la séquence de dépôt BA3 ;

4) des calcaires bioclastiques à madréporaires, puis des calcaires à rudistes qui constituent la base des Calcaires urgoniens et se suivent en continuité jusqu'à la falaise ouest de Combe Laval.

À Combe Laval, deux ensembles carbonatés superposés s'observent (fig. 20).

1) À la base, des calcaires bioclastiques forment une petite falaise qui passe latéralement à des faciès hémipélagiques au sud de la reculée. Cet ensemble, d'abord progradant à la base, puis rétrogradant (fig. 20), correspond vraisemblablement au prisme de bas niveau et à l'intervalle transgressif de la séquence de dépôt BA1 du Barrémien inférieur. En effet, il est surmonté par les marnes des Fourneaux [Arnaud, 1981] dans ou juste au-dessous desquelles Clavel *et al.* [1987] signalent *Torcapella capillosa* BUSNARDO à Combe Laval, deux exemplaires de *Torcapella* sp, *Emericiceras* sp. et *Raspailiceras* sp. dans la Forêt de la Sapine sous les marnes des Fourneaux dans leur localité-type et

Torcapella sp. au sommet des calcaires bioclastiques de la falaise inférieure des Grands Goulets, sous les marnes du niveau M46 de Arnaud [1981] qui renferme aussi *Emericiceras* sp. et *Phyllopachyceras infundibulum* (D'ORB.), ce qui souligne leur caractère transgressif. L'abondance relative des *Torcapella* dans l'intervalle transgressif de cette séquence permet éventuellement de corréler les marnes des Fourneaux avec celles de Fontaine Graillère du plateau de Glandasse, maximum de transgression de la séquence BA1. Cette première interprétation est fondée sur la localisation des Torcapelles abondantes et précisément localisées de la coupe de la Montagnette (fig. 8). La présence de *Torcapella capillosa* BUSNARDO, citée par Busnardo [1970] dans le banc 118 d'Angles, irait dans le même sens, même en considérant que cette forme représente seulement les morphes adultes de plusieurs espèces de *Torcapella*, notamment *T. favrei* (TORC.). Toutefois, la présence d'une *Torcapella* gr. *barremense* (ROCH) dans la séquence de dépôt BA2 du plateau de Glandasse (§ 2.1.2) et, d'autre part, l'existence d'un deuxième maximum d'abondance des Torcapelles connu par J. Vermeulen dans la zone à Darsi de la région de Castellane, ne permet pas d'exclure l'appartenance des marnes des Fourneaux, donc des marnes M46 des Grands Goulets, à la séquence de dépôt BA2. Une localisation similaire des spécimens non figurés de la région Combe Laval - Grands Goulets nous contraindrait à interpréter les marnes des Fourneaux comme le maximum de transgression de la séquence de dépôt BA2, et non de BA1, hypothèse qui a été provisoirement illustrée dans cet article. Le choix entre ces deux solutions, actuellement impossible, nécessite des recherches complémentaires.

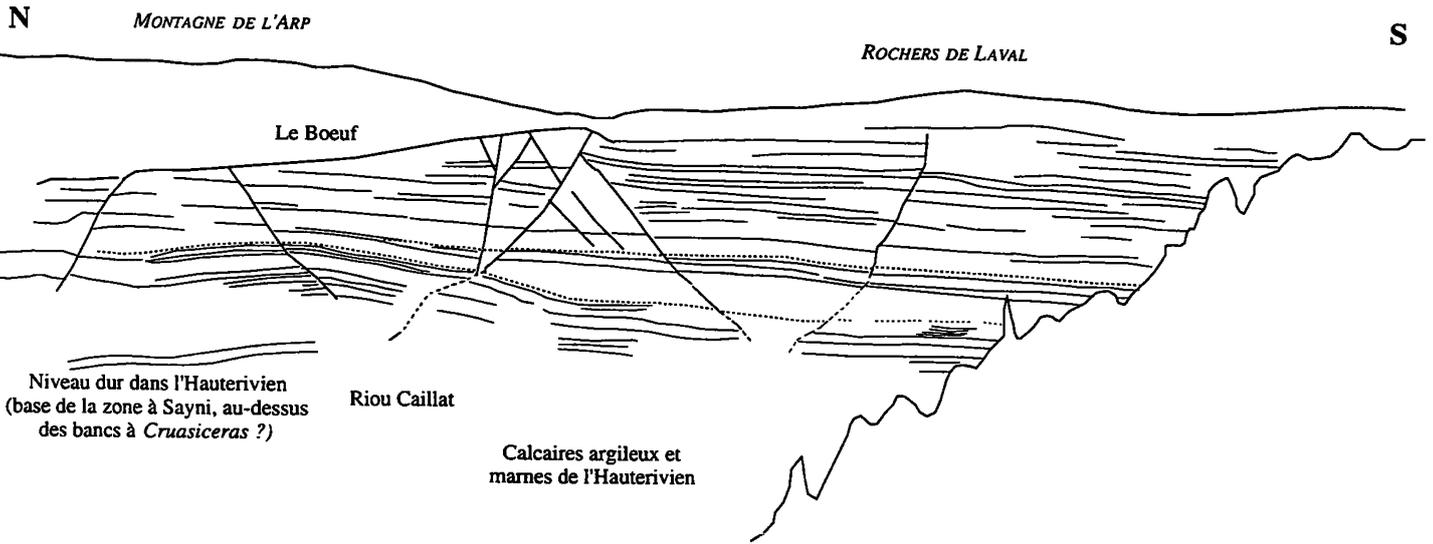
2) Au sommet, les Calcaires urgoniens sont caractérisés ici par une surface basale érosive (SbB3), une disposition en onlaps des dernières paraséquences de l'intervalle transgressif de la séquence BA3, la localisation du maximum de transgression de cette séquence immédiatement au-dessus de la limite SbB3 vers le nord et la présence d'un niveau karstifié à remplissage d'argiles rouges jalonnant la limite de séquence SbB4 (fig. 20). C'est cette disposition qui s'observe ensuite plus au nord, et sans changement, jusqu'à la vallée de l'Isère.

En conclusion, deux points doivent être soulignés :

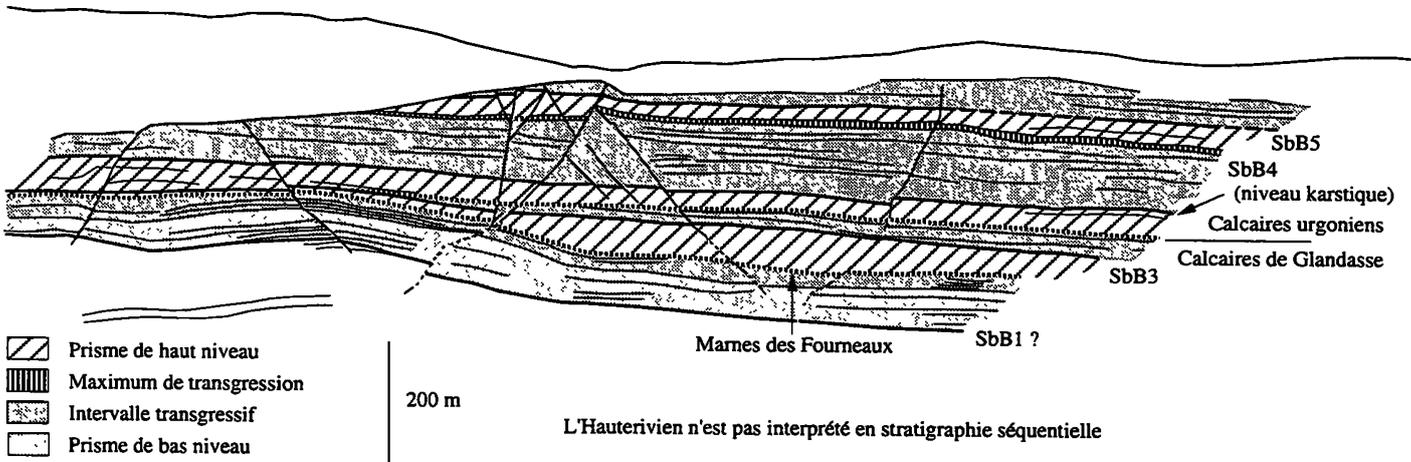
1. la continuité latérale depuis le rebord sud du Vercors jusqu'à Combe Laval des différents niveaux des

FIG. 20. – Panorama d'une partie de la falaise orientale de Combe Laval. Au-dessus des calcaires argileux et marnes de l'Hauterivien, la première séquence de dépôt carbonatée, d'âge Barrémien inférieur par la présence de *Torcapella* dans les marnes du maximum de transgression (marnes des Fourneaux), est caractérisée par une disposition progradante puis rétrogradante sous les marnes des Fourneaux. Cette disposition permet d'interpréter ces niveaux comme un prisme de bas niveau surmonté d'un intervalle transgressif appartenant soit à la séquence BA1, soit à la séquence BA2 (discussion dans le texte). La limite de séquence sus-jacente est interprétée comme la limite SbB3 car les corrélations faciologiques et cartographiques sont parfaitement claires jusque dans le secteur Lente-Serre de Pélandré et, au delà vers le sud, jusqu'à la falaise méridionale du Vercors. Vers le Nord, la limite SbB3 tronque le prisme de haut niveau de la séquence de dépôt BA1 (ou BA2 ?, voir texte). Au-dessus, les paraséquences terminales de l'intervalle transgressif de la séquence BA3 reposent en onlaps de sorte que les marnes, peu épaisses, du maximum de transgression disparaissent vers le nord sur la SbB3. A partir de la résurgence du Boeuf et vers le nord, la séquence BA3 débute donc par des faciès bioclastiques surmontés par des niveaux finement bioclastiques à madréporaires et par les premiers bancs à rudistes. Cette disposition est celle que l'on trouve également vers le nord jusqu'à la vallée de l'Isère (voir les Gorges du Nant, fig. 27).

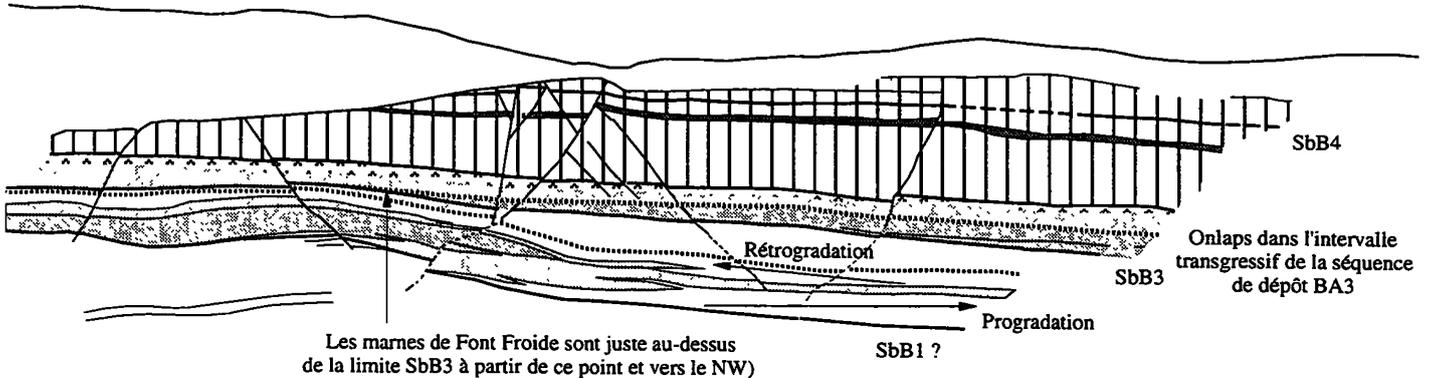
LITAGES



STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE



RÉPARTITION DES FACIÈS



Calcaires urgoniens, dont la disposition générale est rétrogradante par rapport aux Calcaires de Glandasse ;

2. la distance de 13 km environ qui sépare l'extrémité sud des calcaires bioclastiques de la séquence de dépôt BA1 (ou BA2) observée à Combe Laval de l'extrémité sud de leurs homologues de la séquence de dépôt BA3 visible au sud-ouest de Vassieux (fig. 17). Cette constatation suffit à exclure les premiers des Calcaires urgoniens, tant à Combe Laval que plus au nord aux Grands Goulets et dans les Gorges de la Bourne. Il en résulte également que les calcaires bioclastiques et à madréporaires qui, au Serre de Pélandré, reposent directement sur des marnes à céphalopodes du Barrémien inférieur ne peuvent en aucun cas représenter un équivalent latéral de la séquence inférieure de Combe Laval (séquence BA1 ou BA2) dont on observe le passage à des faciès hémipélagiques 3 km plus au nord. L'interprétation que nous proposons pour le Serre de Pélandré, qui était en accord avec les observations de terrain de la partie sud de la Forêt de Lente, se trouve ainsi confortée. Nous reviendrons dans un article ultérieur sur les conséquences paléotectoniques de cette disposition.

4.2. Les corrélations entre Combe Laval et la vallée de l'Isère

Entre Combe Laval et la retombée nord-ouest du Vercors (coupes des Gorges du Nant et du Balcon des Écouges, Arnaud-Vanneau [1981]), deux constatations peuvent être soulignées.

1) Les Calcaires urgoniens ne montrent ni progradation ni variation sensible des faciès. Bien au contraire, ils sont caractérisés par des litages parallèles qui se suivent en continuité dans les falaises des vallées de la Vernaïson et de la Bourne, traduisant ainsi leur disposition générale aggradante.

2) Le petit ressaut situé sous les Calcaires urgoniens de Combe Laval, interprété comme la séquence de dépôt BA1 (§ 4.1), se suit bien jusque sous les Rochers de Presles (rive droite de la Bourne) bien que sa partie sommitale soit de plus en plus érodée vers le nord sous la limite de séquence SbB3. Plus au nord par contre, ce ressaut est le plus souvent absent (coupes de Saint-Pierre-de-Chérennes et du Pas du Pré Coquet en particulier), mais pourrait exister sous la limite SbB3 dans certains cas, comme par exemple dans les Gorges du Nant (fig. 27). En ce point, la séquence bioclastique basale avait été considérée comme probablement hauterivienne [Arnaud et Arnaud-Vanneau, 1991] en raison de la présence de *Meandrospira favrei*, ce qu'il n'est plus possible d'admettre puisque cette espèce vient d'être reconnue d'une part en Chartreuse en association avec *Paracoskinolina reicheli* [Blanc-Alétru, 1995] et, d'autre part, dans la coupe du Col de Rousset (pl. 4, fig. 1), au-dessus des marnes de la Béguère (Barrémien supérieur, zone à Feraudianus), dans les séquences BA3

et BA4 [Cellier, 1996]. En conséquence, elle pourrait appartenir tout aussi bien au Barrémien, notamment à la séquence de dépôt BA1. Quoiqu'il en soit, la présence ou non de cette séquence entre les calcaires argileux à *Toxaster* de l'Hauterivien et la base des Calcaires urgoniens souligne l'importance de l'érosion liée à la limite de séquence de dépôt SbB3. Il n'est donc pas surprenant que ces derniers, attribués au Barrémien supérieur, surmontent directement des couches hauteriviennes d'âge différent d'un point à un autre : par exemple de la zone à *Angulicostata* au Pas de Pré Coquet et de la zone à *Ligatus* non loin de là dans les Gorges du Nant (qui a livré deux exemplaires de *Plesiospitidiscus ligatus* (D'ORB.) dont l'un, à la base, associé à *Crioceratites gr. duvali* permet de dater ces couches de la zone à *Ligatus sensu* Bulot *et al.* [1992]). Dans ce contexte très clair, et en raison de sa localisation le long de la limite SbB3, l'ammonite litigieuse du Pas de Pré Coquet (§ 3.2.) n'a guère d'intérêt puisqu'elle pourrait être aussi bien remaniée à partir des couches hauteriviennes sous-jacentes que déposée au début de la transgression du Barrémien supérieur.

4.3. Conclusions

Trois conclusions majeures découlent des corrélations cartographiques et séquentielles entre le secteur du Col de Rousset et la vallée de l'Isère.

1) Les Calcaires de Glandasse sont représentés dans cette région par deux niveaux bioclastiques distincts :

- le plus élevé dans la série affleure largement au sud du Vercors (Col de Rousset, Font d'Urle) où il est représenté par le prisme de bas niveau et l'intervalle transgressif de la séquence BA3. Ce niveau, épais de plusieurs centaines de mètres au sud, disparaît complètement entre Font d'Urle et Combe Laval (fig. 18 et 20), disparition qui résulte d'une disposition en onlaps successifs des couches correspondantes sur la limite de séquence de dépôt SbB3 ;

- le plus bas du point de vue stratigraphique, qui appartient probablement à la séquence de dépôt BA1, correspond à un corps bioclastique apparaissant à Combe Laval et se développant vers le nord où il est progressivement tronqué par la limite de séquence de dépôt SbB3.

2) La limite de séquence SbB3 est fortement érosive ce qui souligne, comme sur le pourtour du plateau de Glandasse, l'importance de la chute du niveau relatif de la mer qui précède les transgressions du Barrémien terminal.

3) Les Calcaires urgoniens apparaissent au-dessus des marnes de Font Froide de la zone à Sartousiana (Barrémien supérieur non basal) dans toute la région allant du Col de Rousset à Lente. Plus au nord, aucune observation ne permet d'étayer une apparition à un niveau plus ancien pouvant appartenir au Barrémien inférieur. Rien ne permet non plus d'étayer une quel-

conque progradation dans les Calcaires urgoniens inférieurs ; bien au contraire, il s'agit d'un ensemble d'abord fortement rétrogradant par rapport aux Calcaires de Glandasse sous-jacents (fig. 18), puis agrandant et caractérisé par des litages plans et parallèles. En conséquence, toutes les données de terrain plaident pour une continuité latérale de la sédimentation, l'appartenance des Calcaires urgoniens inférieurs au Barrémien supérieur et leur disposition générale transgressive.

5. - LES ORBITOLINIDÉS DE LA FORMATION DES CALCAIRES URGONIENS

Alors que les Calcaires de Glandasse sont bien datés, il n'en est pas de même pour les Calcaires urgoniens, sauf dans le Vercors méridional. Afin d'éviter toute confusion, c'est la raison pour laquelle nous séparerons clairement dans ce qui suit les répartitions des orbitolinidés présents dans les coupes datées du Vercors méridional de celles qui s'observent plus au nord dans les Calcaires urgoniens inférieurs non datés par ammonites. Enfin, nous discuterons de la localisation de quelques espèces qui sont à la base du découpage stratigraphique proposé depuis quelques années par Schroeder [1993], Schroeder *et al.* [1990] et Clavel *et al.* [1994a, 1994b et 1995].

5.1. Répartition des orbitolinidés du Barrémien supérieur et de l'Aptien inférieur

Le long de la bordure sud du Vercors, les Calcaires urgoniens inférieurs, encadrés entre les marnes de Font Froide (zone à Sartousiana du Barrémien supérieur) et les couches inférieures à orbitolines (Aptien inférieur) appartiennent sans ambiguïté à tout ou partie de l'intervalle correspondant aux zones à Feraudianus, Giraudi et Sarasini. De ce fait, les orbitolinidés présents au sommet de la coupe de Combe Male au Serre de la Baume, dans les coupes du Col de Rousset, du Col de Lachau, du Téleski de la Combe (plateau du Veymont, fig. 15, et partie sud de la Forêt de Lente, fig. 17) et au sommet des coupes de Pré Imbert et de la Baume Rousse (plateau de Glandasse, fig. 7) sont aussi clairement situées du point de vue stratigraphique. Il en est de même pour les taxons présents dans l'Aptien inférieur, c'est-à-dire dans l'intervalle qui comprend les couches inférieures à orbitolines, les Calcaires urgoniens supérieurs et les couches supérieures à orbitolines, aussi bien dans l'ensemble des massifs subalpins septentrionaux que dans la coupe de la Montagne de Belle Motte située au-dessus des marnes de la Révolte, à l'est de la vallée de Menée (Diois oriental, fig. 7, § 3.1.2.).

5.1.1. Les espèces présentes dans le Barrémien supérieur

Hormis les orbitolinidés, *Meandrospira favrei* a été trouvée dans la coupe du Col de Rousset, au-dessus des marnes de la Béguère datées de la zone à Feraudianus (fig. 21). En conséquence, cette espèce ne peut plus être considérée comme typique de l'Hauterivien puisqu'elle se rencontre également dans le Barrémien supérieur. Cette constatation nécessite une réinterprétation des couches jusqu'ici datées de l'Hauterivien uniquement grâce à la présence de cette espèce.

En ce qui concerne les orbitolinidés, les 13 espèces recensées dans les Calcaires urgoniens inférieurs du sud du Vercors, au-dessus des marnes de la Béguère, sont les suivantes (coupes du Col de Rousset, du Col de Lachau et du Téleski de la Combe, fig. 21, 21 et 22) :

- dans le prisme de haut niveau de la séquence de dépôt BA3 : *Eopalorbitolina charollaisi* SCHROEDER & CONRAD, *Paracoskinolina* ? cf. *hispanica* (PEYBERNÈS), *Dictyoconus* sp. 1 ARNAUD-VANNEAU, *Rectodictyoconus* ? *giganteus* SCHROEDER et *Paracoskinolina sunnilandensis* (MAYNC) ;

- dans les séquences de dépôt BA3 (prisme de haut niveau) et BA4 : *Palorbitolina lenticularis* BLUMENBACH, *Paracoskinolina maynci* (CHEVALIER), *Paracoskinolina reicheli* (GUILLAUME), *Paleodictyoconus actinostoma* ARNAUD-VANNEAU & SCHROEDER, *Falsurgonina* cf. *pileola* ARNAUD-VANNEAU & ARGOT et *Cribellopsis neoelongata* (CHERCHI & SCHROEDER) ;

- dans la séquence de dépôt BA4 : *Cribellopsis schroederi* ARNAUD-VANNEAU et *Paracoskinolina arcuata* (ARNAUD-VANNEAU).

L'inventaire des orbitolinidés confirme l'absence des espèces cantonnées au Barrémien inférieur dans ces coupes, bien qu'elles soient constituées par les mêmes faciès bioclastiques que ceux de la coupe de la Montagnette (à l'exception des coupes du Col de Lachau et du Téleski dans lesquelles les faciès récifaux très pauvres en microfaune sont prépondérants). Il confirme donc clairement l'appartenance au Barrémien supérieur des Calcaires urgoniens du Vercors méridional, ce qui était déjà prouvé par les ammonites, et doit être retenu pour la datation des Calcaires urgoniens inférieurs du Jura et des massifs subalpins septentrionaux. En effet, hormis *Paracoskinolina sunnilandensis* connue dès la base des Calcaires de Glandasse, *Paracoskinolina maynci* et *Paracoskinolina* ? cf. *hispanica* qui apparaissent au sommet du Barrémien inférieur (§ 2.3.), 4 espèces apparaissent à la base du Barrémien supérieur, essentiellement dans le prisme de bas niveau et dans l'intervalle transgressif de la séquence BA3 (§ 2.2.) et 3 ont été décrites dans l'Aptien inférieur mais leurs premiers représentants existent déjà dans les Calcaires urgoniens inférieurs de ce secteur (*Cribellopsis schroederi*, *Falsurgonina* cf. *pileola* et *Paracoskinolina arcuata*).

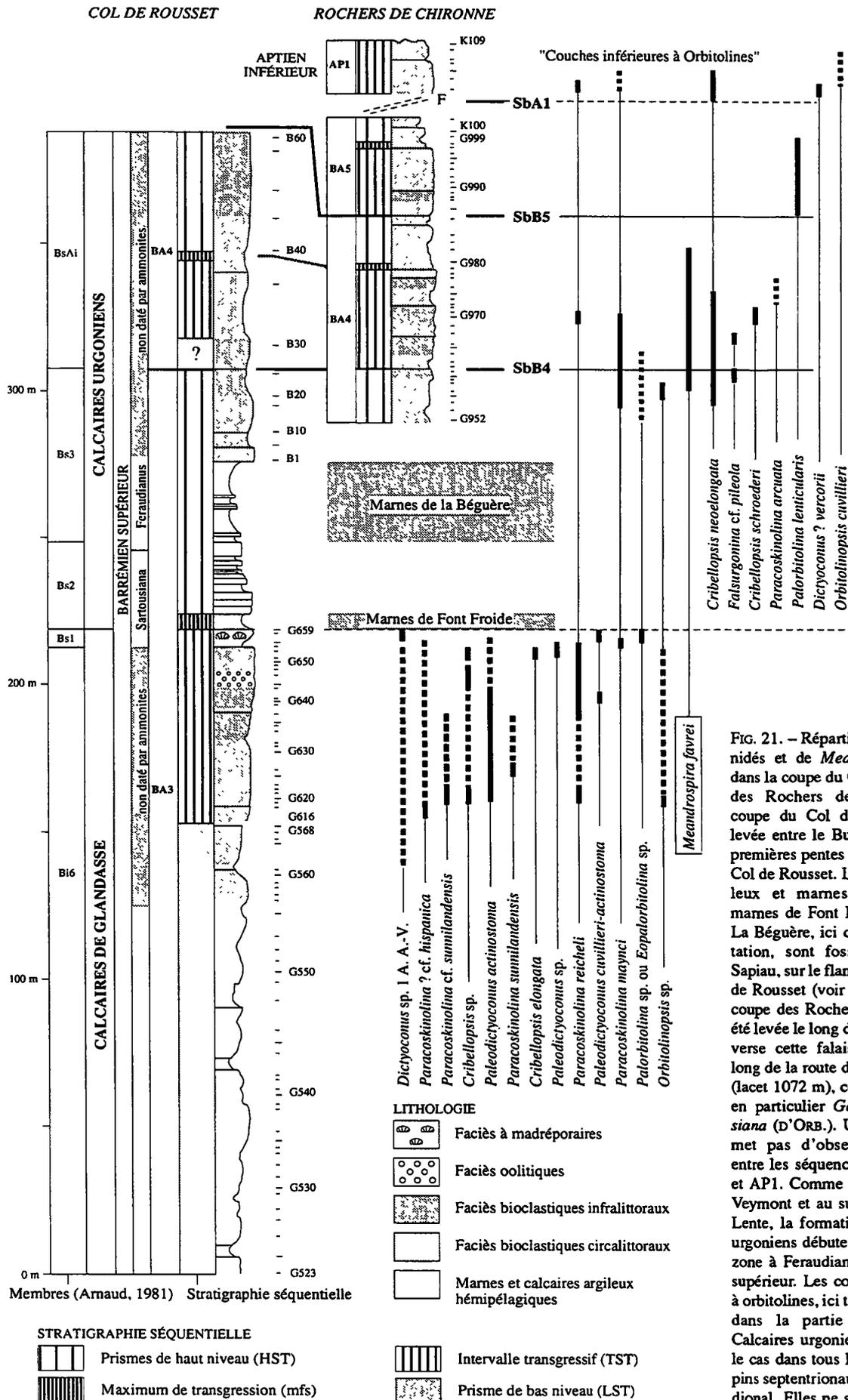


FIG. 21. - Répartition des orbitolinidés et de *Meandrospira favrei* dans la coupe du Col de Rousset et des Rochers de Chironne. La coupe du Col de Rousset a été levée entre le But de Nève et les premières pentes du versant est du Col de Rousset. Les calcaires argileux et marnes de l'ensemble marnes de Font Froide-marnes de La Bégère, ici couverts de végétation, sont fossilifères au But Sapiau, sur le flanc est du synclinal de Rousset (voir la figure 14). La coupe des Rochers de Chironne a été levée le long du chemin qui traverse cette falaise ; plus bas, le long de la route du Col de Rousset (jacet 1072 m), cette coupe a livré en particulier *Gerhardtia sartousiana* (D'ORB.). Une faille ne permet pas d'observer le passage entre les séquences de dépôt BA5 et AP1. Comme sur le plateau du Veymont et au sud de la Forêt de Lente, la formation des Calcaires urgoniens débute au sommet de la zone à *Feraudianus* du Barrémien supérieur. Les couches inférieures à orbitolines, ici très calcaires, sont dans la partie supérieure des Calcaires urgoniens, comme c'est le cas dans tous les massifs subalpins septentrionaux et le Jura méridional. Elles ne sont pas l'équivalent des marnes de La Bégère.

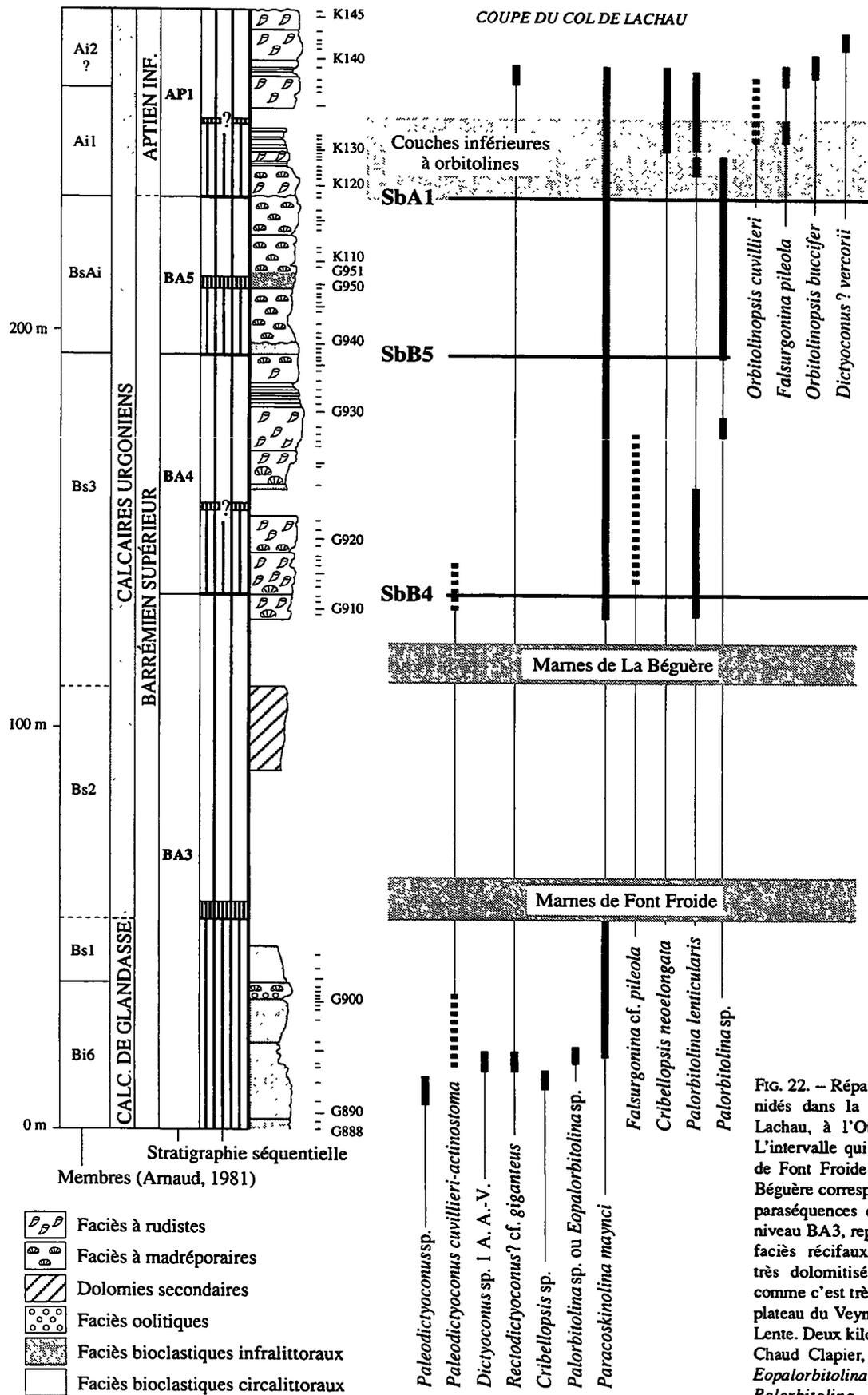


FIG. 22. — Répartition des orbitolinidés dans la coupe du Col de Lachau, à l'Ouest de Vassieux. L'intervalle qui sépare les marnes de Font Froide des marnes de la Béguère correspond aux premières paraséquences du prisme de haut niveau BA3, représenté ici par des faciès récifaux à madréporaires très dolomitisés secondairement, comme c'est très souvent le cas du plateau du Veymont à la région de Lente. Deux kilomètres à l'ouest, à Chaud Clavier, ce niveau a livré *Eopalorbitolina charollaisi* et des *Palorbitolina lenticularis* avec leurs appareils embryonnaires [Blanc-Alétru, 1995, pl. VIII, fig.4].

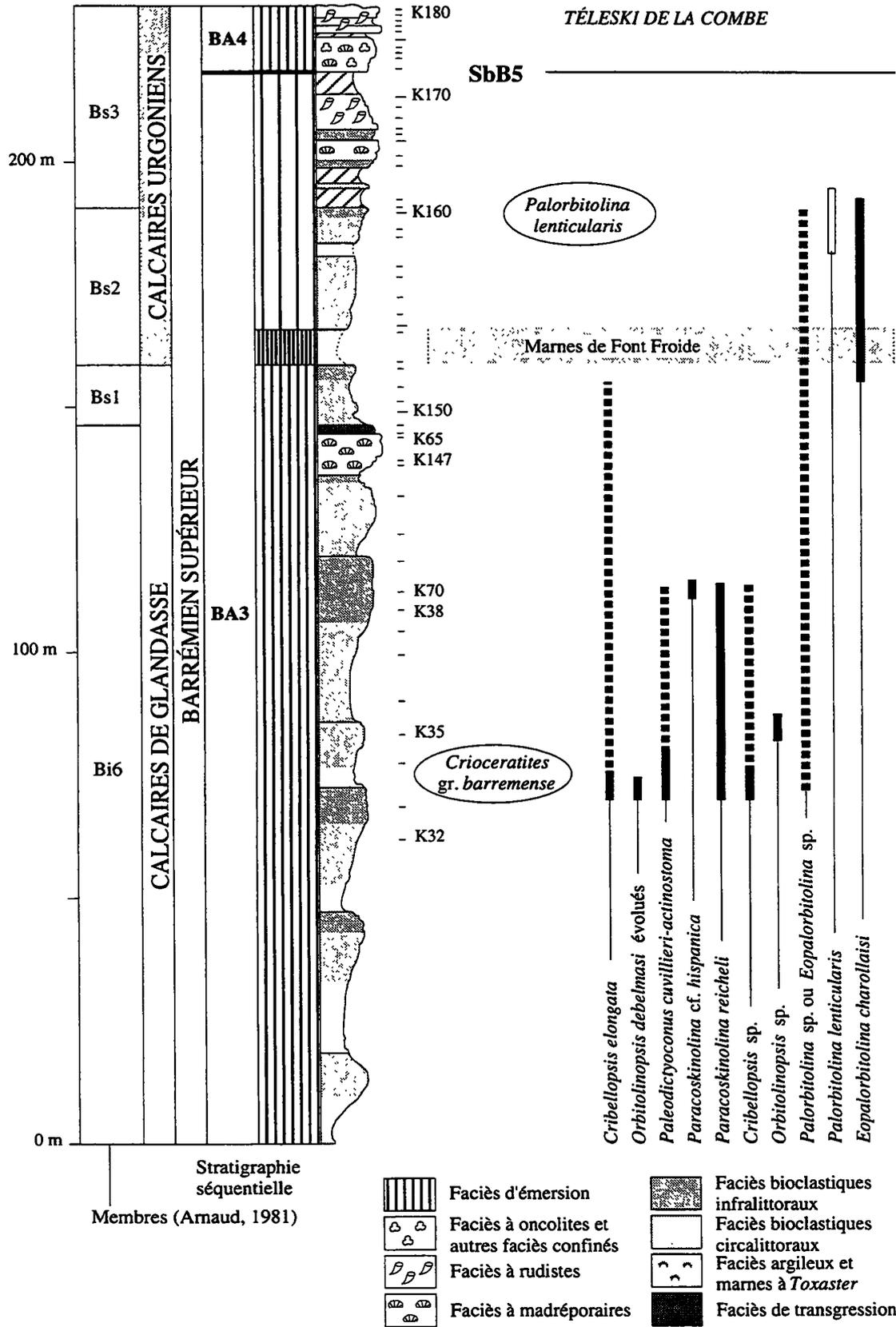


FIG. 23. - Répartition des orbitolinidés dans la coupe du Tésleski de la Combe [coupe du Tésleski de la Forêt in Arnaud, 1981]. Le *Crioceratites* gr. *barremense* (KILIAN) du Barrémien supérieur a été trouvé sous les marnes de Font Froide du Serre de Jujuffrey, 1,5 km au nord-ouest. Sa localisation sur cette figure est seulement approximative. La localisation, par rapport à cette coupe, des *Palorbitolina lenticularis* avec appareil embryonnaire de Chaud Clapier, 1,5 km à l'ESE, a été cerclée.

Reste le cas de *Eopalorbitolina charollaisi* SCHROEDER & CONRAD et *Palorbitolina lenticularis* (BLUMLENBACH) : *Eopalorbitolina charollaisi* est connue avec certitude, par des sections avec appareils embryonnaire, dans le niveau calcaire séparant les marnes de Font Froide des marnes de la Béguère (Chaud Clapier, Forêt de Lente), au sommet des marnes de la Béguère datées de la zone à Feraudianus [Rancs de Charles, éch. K622, fig. 35b ; Arnaud-Vanneau, 1980, pl. 103, fig. 3 et fig. 232B] et dans les calcaires sus-jacents [Coupe de Combe Male au Serre de la Baume, éch. G463, fig. 35a et Arnaud-Vanneau, 1980, fig. 232A]. Dans ces deux localités cette espèce est associée à des *Palorbitolina lenticularis*, dont certaines à petits appareils embryonnaires [Chaud Clapier, fig. 35 et Blanc-Alétru, 1995, pl. VIII, fig. 3 ; Rancs de Charles, fig. 35c et Arnaud-Vanneau, 1980, éch. K622, fig. 232 C]. La première de ces espèces au moins, sinon les deux, apparaissent certainement plus bas, dans la zone à Sartousiana, car des sections, malheureusement sans appareil embryonnaire mais appartenant indiscutablement à l'une ou l'autre de ces formes et référencées *Eopalorbitolina sp.* ou *Palorbitolina sp.*, sont connues au sommet des Calcaires de Glandasse, sous les marnes de Font Froide (coupes de Pré Imbert, du Serre de la Baume, du Col de Rousset, du Col de Lachau et du Téléski de la Combe, fig. 11, 13, 21, 22 et 23).

Là encore, les répartitions que nous proposons sont en contradiction avec celles de Clavel *et al.* [1993] reprises par Trabold [1996, fig. 4.1] (la zonation de Busnardo [1984] est utilisée ici pour faciliter les comparaisons, voir la fig. 2 pour les corrélations avec la zonation de Vermeulen [1995 et 1996]).

– *Eopalorbitolina charollaisi* (= *Valserina charollaisi* in Clavel *et al.* [1993]) apparaît au sommet de la zone à Barremense du Barrémien supérieur et n'est pas cantonnée au sommet de la zone à Hugii et à la base de la zone à Compressissima comme affirmé par Clavel *et al.* [1993, 1994a et 1995]. Même si les « *Eopalorbitolina sp.* ou *Palorbitolina sp.* » de l'intervalle transgressif de la séquence de dépôt BA3 (sommet de la zone à Barremense), indéterminées spécifiquement faute d'appareil embryonnaire conservé, étaient avec certitude des *Eopalorbitolina charollaisi*, il n'en reste pas moins vrai que cette espèce n'est pas connue dans le Barrémien inférieur et qu'elle se rencontre, dans les Rancs de Charles, au sommet des marnes de la Béguère (zone à Feraudi) qui surmontent un banc ayant livré un *Camereiceras sp.* (§ 2.2. ; pl. 4, fig. 3 et 4).

– *Palorbitolina lenticularis* est attestée depuis la zone à Feraudi (Barrémien supérieur) et non pas à partir de la zone à Barremense du Barrémien supérieur basal comme figuré par Clavel *et al.* [1993].

5.1.2. Les espèces de l'Aptien inférieur

Les 16 espèces recensées dans les couches inférieures à orbitolines, dans les Calcaires urgoniens supérieurs et dans les couches supérieures à orbitolines des massifs subalpins septentrionaux (fig. 39) se répartissent en six groupes.

1 – Espèce connue dès la base du Barrémien et dont les derniers représentants existent encore à la base des couches inférieures à orbitolines : *Paracoskinolina sunnilandensis* (MAYNC).

2 – Espèces apparaissant sous les marnes de Font Froide, dans la zone à Barremense et disparaissant dans les couches inférieures à orbitolines, sous le maximum de transgression de la séquence AP1 : *Paracoskinolina reicheli* (GUILLAUME) [Arnaud-Vanneau, 1980, pl. 98,

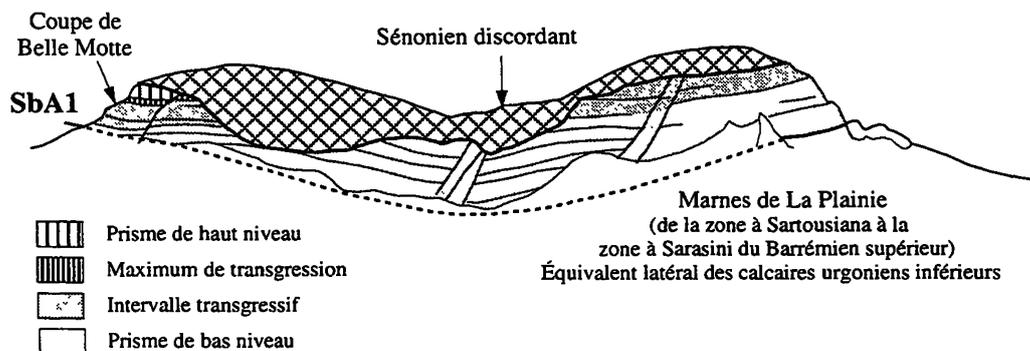


FIG. 24. – Panorama du synclinal anté-sénonien de la Montagne de Belle Motte montrant la séquence de dépôt AP1 et la position de la coupe levée banc par banc (coupe de la Montagne de Belle Motte, fig. 25). Le prisme de bas niveau se développe en direction du sud-est, vers le bassin vocontien ; il est malheureusement inaccessible pour l'essentiel. La limite de séquence SbA1 sépare sans transition les faciès bioclastiques infralittoraux des marnes et calcaires argileux du Barrémien terminal ; cette disposition souligne l'abaissement du niveau de la mer à la limite Barrémien-Aptien, juste avant le début de la transgression qui ennoie plus tard la plate-forme urgonienne et permet le dépôt des couches inférieures à orbitolines.

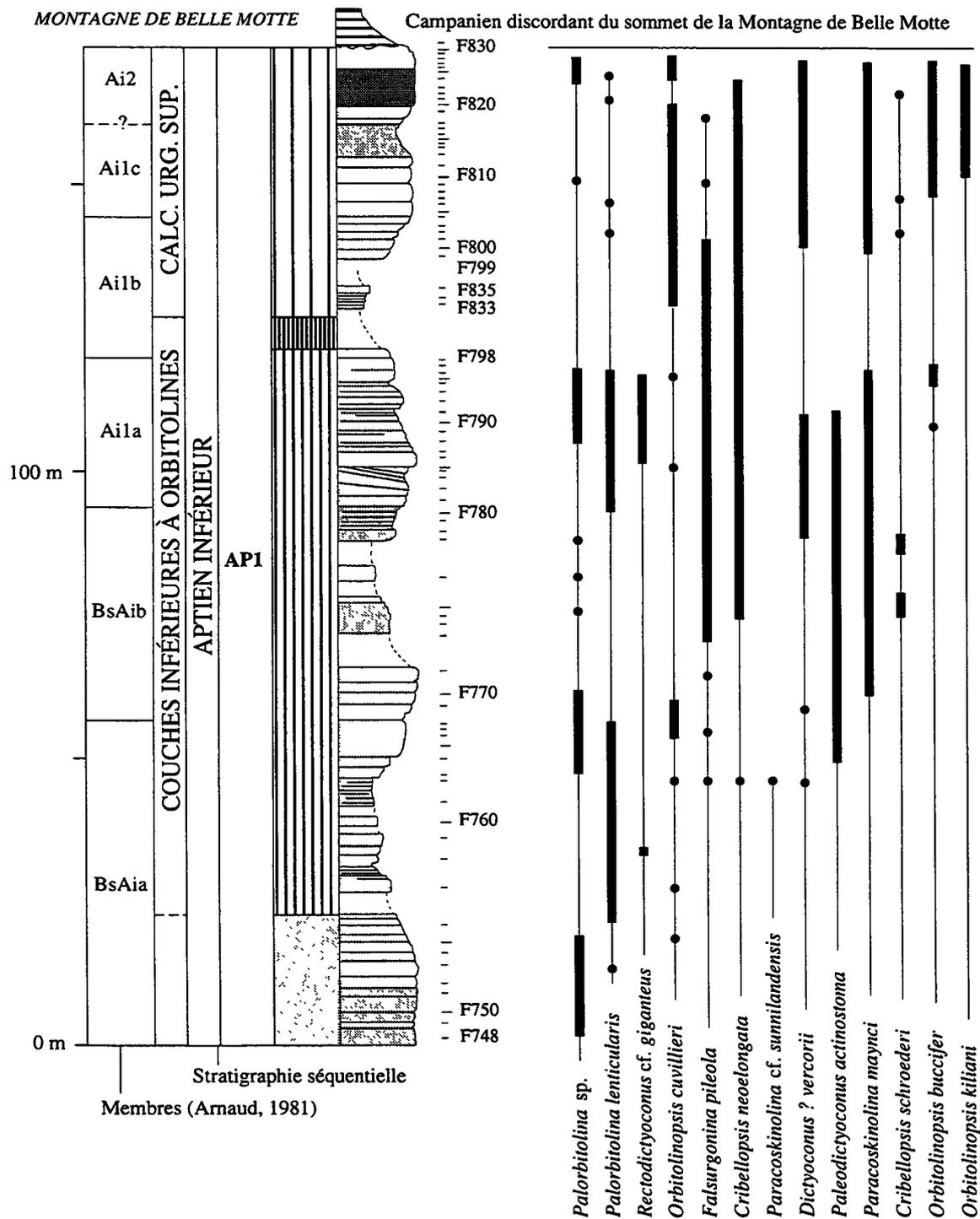


FIG. 25. – Répartition des orbitolinidés dans la coupe de la Montagne de Belle Motte (Diois oriental) : sommet du prisme de bas niveau, intervalle transgressif et base du prisme de haut niveau de la séquence de dépôt API. La plus grande partie du prisme de bas niveau n'a pas été levée car elle correspond à une falaise inaccessible. Ces calcaires surmontent les marnes qui ont livré à La Révolte des *Martelites* de la zone à Sarasini. Pour Arnaud [1981] les niveaux situés au-dessous de l'équivalent latéral des couches inférieures à orbitolines avaient été attribués au membre BsAi par méconnaissance des prismes de bas niveau ; la position de ce dernier à la limite du Barrémien et de l'Aptien découlait de la présence de *Martelites* [= *Colchidites* in Arnaud, 1981] dans les marnes de la Révolte. Malgré la prépondérance des faciès bioclastiques très grossiers déposés dans des milieux agités, de nombreuses espèces connues ou décrites dans les couches inférieures à orbitolines du Vercors septentrional et de Chartreuse s'y rencontrent.

fig. 6], *Rectodictyoconus* ? cf. *giganteus* SCHROEDER et *Paleodictyoconus actinostoma* ARNAUD-VANNEAU & SCHROEDER.

3 – Espèces bien représentées dans les couches inférieures à orbitolines du Vercors septentrional et de Chartreuse, et disparaissant au toit des Calcaires urgoniens supérieurs : *Orbitolinopsis cuvillieri* MOULLADE, *Falsurgonina pileola* ARNAUD-VANNEAU & ARGOT, *Dictyoconus* ? *vercorii* ARNAUD-VANNEAU. Aucune de ces espèces n'est connue dans le Barrémien inférieur, ni même dans le Barrémien supérieur jusqu'à la zone à Feraudianus incluse.

4 – Espèces apparaissant dans le Barrémien supérieur du Vercors méridional (§ 5.1.1.), connues jusqu'au sommet des Calcaires urgoniens supérieurs et, pour les deux dernières, jusque dans les couches supérieures à orbitolines : *Cribellopsis schroederi* ARNAUD-VANNEAU, *Cribellopsis neoelongata* (CHERCHI & SCHROEDER), *Paracoskinolina arcuata* (ARNAUD-VANNEAU) et *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH). Dans le cas de cette dernière, nous avons signalé (§ 2.3.) sa présence certaine dès le sommet de la zone à Feraudianus où elle est parfois représentée par des formes à petits appareils embryonnaires (fig. 35c).

5 – Espèce apparaissant dans les couches inférieures à orbitolines et s'éteignant au toit des Calcaires urgoniens supérieurs : *Orbitolinopsis kiliani* SILVESTRI.

6 – Espèce apparaissant dans les couches inférieures à orbitolines et connue jusque dans les couches supérieures à orbitolines : *Orbitolinopsis buccifer* ARNAUD-VANNEAU & THIEULOUY.

7 – Espèces apparaissant dans les Calcaires urgoniens supérieurs et connues dans les couches supérieures à orbitolines : *Dictyoconus* ? aff. *vercorii* ARNAUD-VANNEAU, *Orbitolinopsis briacensis* ARNAUD-VANNEAU et *Orbitolinopsis pygmaea* ARNAUD-VANNEAU.

Sur le plan stratigraphique, nos conclusions diffèrent là encore de celles de Clavel *et al.* [1993] dans trois cas au moins :

– *Paracoskinolina reicheli* est une espèce qui s'éteint à l'Aptien inférieur et non à la base de la zone à Feraudi, voire dans la zone à Moutoniceras sp. de Busnardo [1984],

– *Falsurgonina pileola* est une espèce dont le maximum d'abondance est à l'Aptien inférieur ; sa répartition ne s'étend donc pas de la base de la zone à Hugii à la zone à Feraudi, couches dans lesquelles elle n'a jamais été rencontrée,

– *Orbitolinopsis kiliani* et *Orbitolinopsis buccifer* n'apparaissent pas dans la zone à Barremense, mais dans les couches inférieures à orbitolines de l'Aptien inférieur.

5.1.3. Conclusions

Les conclusions concernant les répartitions d'orbitolinidés des Calcaires urgoniens, là où ils sont encadrés par des niveaux à ammonites du Barrémien supérieur et de l'Aptien, peuvent se résumer de la manière suivante :

1 – Les taxons typiques du Barrémien inférieur sont totalement absents.

2 – Les orbitolinidés recensés dans les Calcaires urgoniens inférieurs correspondent à des espèces qui apparaissent pour la plupart au Barrémien supérieur (7 espèces sur 16) ou à l'Aptien inférieur (5 espèces sur 16).

3 – Trois espèces présentes dans l'Aptien inférieur du Vercors méridional (*Orbitolinopsis cuvillieri*, *Falsurgonina pileola*, *Dictyoconus* ? *vercorii*) apparaissent en réalité plus bas que la limite de séquence SbA1 dans les Calcaires urgoniens inférieurs des massifs sub-alpins situés plus au nord ; comme elles sont inconnues jusqu'à la zone à Feraudianus dans les coupes datées du Vercors méridional, il est clair que leur apparition se place dans le Barrémien terminal.

4 – Les peuplements de l'Aptien inférieur sont surtout caractérisés par le développement des *Orbitolinopsis*.

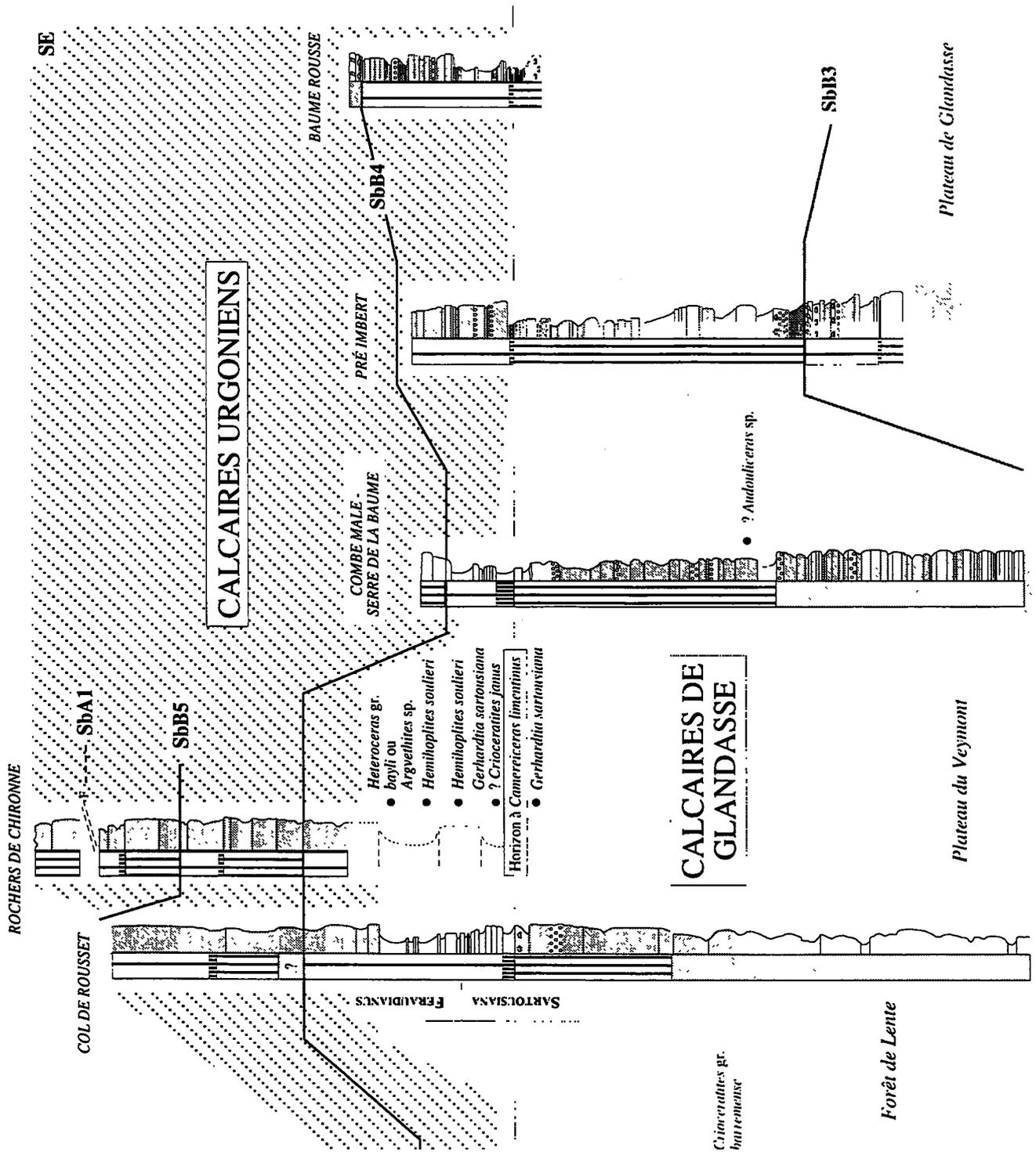
5.2. Les orbitolinidés des Calcaires urgoniens inférieurs du Vercors nord au Jura

À partir du Vercors septentrional et vers le nord jusqu'au Jura méridional, les corrélations séquentielles sont très aisées car les différences sont le plus souvent relativement mineures d'un point à un autre. Plusieurs coupes permettent un inventaire des microfaunes des séquences de dépôt BA3, BA4 et BA5. Toutefois les orbitolinidés y sont le plus souvent rares, pour diverses raisons faciologiques : faciès bioclastiques trop fins dans la séquence de dépôt BA3 (en particulier dans le Vercors), faciès de milieux souvent trop confinés dans l'intervalle transgressif de la séquence BA4. Ce n'est qu'au-dessus du maximum de transgression de la séquence de dépôt BA4 qu'ils deviennent plus abondants en raison du déconfinement des milieux sur l'ensemble de la plate-forme urgonienne.

Sur le plan stratigraphique, rappelons que les datations par charophytes, dynokystes et pollens indiquent un âge barrémien supérieur pour le sommet de la séquence BA4 (§ 3.5.). Par contre, aucune ammonite ne permet a priori d'attribuer la séquence BA3 à un niveau précis bien qu'elle se situe par encadrement dans l'intervalle Hauterivien non terminal - Barrémien sommital.

Dans les Gorges du Nant (fig. 27), le petit niveau marneux 552 situé à la base des Calcaires urgoniens sous le maximum de transgression interprété comme celui de la séquence de dépôt BA3, a livré une associa-

FIG. 26. - Corrélation des coupes du Vercors méridional centrées autour des mames de Font Froide, maximum de transgression de la séquence de dépôt BA3. Les principales ammonites de la combe constituée par l'ensemble mames de Font Froide-mames de La Bégère ont été localisées schématiquement. La formation des Calcaires urgoniens débute selon notre définition au-dessus des mames de Font Froide. Selon la position paléogéographique de la coupe considérée, les faciès carbonatés de plate-forme appartenant à cette formation apparaissent plus ou moins tôt dans le prisme de haut niveau de la séquence de dépôt BA3. Les Calcaires de Glandasse, plus ou moins développés selon le secteur, se terminent sous les mames de Font Froide. Noter le développement des faciès à madréporaires immédiatement au-dessous et au-dessus des mames de Font Froide ; il s'agit là d'un fait marquant de la série du Barrémien-Aptien inférieur de sorte que des niveaux à madréporaires s'observent partout dans la séquence de dépôt BA3 jusque dans la région de Neuchâtel. Toutes les coupes représentées appartiennent au Barrémien supérieur (à l'exception des couches inférieures à orbitolines des Rochers de Chironne). La limite Hauterivien - Barrémien est située très bas au-dessous de la base des coupes représentées (un millier de mètres au-dessous pour la coupe du Col de Rousset).



ROCHERS DE CHIRONNE

COL DE ROUSSET

Sba1

Sbb5

CALCAIRES URGONIENS

BAUME ROUSSE

PRÉ IMBERT

COMBE MALE -
SERRE DE LA BAUME

Sbb3

CALCAIRES DE
GLANDASSE

Plateau de Glandasse

Plateau du Veymont

Forêt de Lente

FRAUDIANS
SARTOISIANA

- Heteroceras gr.
 - boylii ou
 - Arguehites sp.
 - Hemihoplites sonifleri
 - Hemihoplites soutieri
 - Gerhardtia sartoisiana
 - ? Criceratites janus
- Horizon à *Camereceras limentinus*
- Gerhardtia sartoisiana

Criceratites gr.
bauremense

• ? *Audoubertius* sp.

tion remaniée de *Paleodictyoconus actinostoma*, *Paracoskinolina maynci* (formes évoluées) et *Paracoskinolina reicheli*. La présence de ce dernier et le degré d'évolution de l'appareil embryonnaire de *Paleodictyoconus actinostoma*, semblable à celui des formes de l'intervalle transgressif de la séquence BA3 dans le sud du Vercors (Rocher de Combau), implique un âge Barrémien supérieur.

L'intervalle transgressif de la séquence BA4 a livré *Paleodictyoconus cuvillieri*, *Paracoskinolina maynci*, *Falsurgonina cf. pileola*, *Falsurgonina pileola*, *Cribellopsis neolongata* et *Valserina broennimanni*. Le maximum de transgression, très calcaire dans cette coupe, a livré *Eopalorbitolina charollaisi* et *Cribellopsis schroederi* en plus des espèces précédentes. *Paleodictyoconus actinostoma* s'y ajoute dans le prisme de haut niveau. C'est le maximum de transgression de cette séquence que nous corrélons avec le niveau à grands Hétérocères de la zone à Giraudi du Barrémien supérieur (marnes du Pas de la Couronne, § 3.1.2) et avec les calcaires marneux de la Rivière, localité-type de *Valserina broennimanni*. Parmi ces espèces *V. broennimanni* n'a pas été rencontrée plus haut dans cette coupe. Cette séquence renferme en outre plusieurs espèces nouvelles, qui n'ont jamais été décrites jusqu'à ce jour car elles ne sont connues que par de trop rares sections. La séquence BA5 renferme pour l'essentiel les mêmes espèces, auxquelles s'ajoute *Dictyoconus ? vercorii*.

Dans les Gorges du Frou (fig. 28), la répartition des orbitolinidés est très semblable à celle des Gorges du Nant. *Paleodictyoconus* sp., *Urgonina ?* sp. 1, *Praedictyorbitolina carthusiana* et *Orbitolinopsis debelmasi* (formes évoluées) sont présents dans la séquence BA3 dans laquelle *Valserina broennimanni* a été citée également par Schroeder *et al.* [1990]. De plus *Praedictyorbitolina claveli* existerait dans la séquence BA3 selon Schroeder [1994], ce qui est peut-être vrai mais n'est pas fondé a priori compte tenu du critère utilisé par cet auteur (§ 5.3.1.). Dans la séquence de dépôt BA4, *Valserina broennimanni*, *Falsurgonina cf. pileola*, *Cribellopsis neolongata*, *Paracoskinolina reicheli*, *P. sunnilandensis*, *P. cf. hispanica* et *P. maynci* sont attestés ; il s'y ajoute *Eopalorbitolina charollaisi*, *Paleodictyoconus actinostoma* et *Dictyoconus ? vercorii* aux alentours du maximum de transgression. La présence de *Valserina broennimanni* et de *Eopalorbitolina charollaisi* est également citée, apparemment dans cette séquence, par Clavel *et al.* [1995, fig. 4, Chartreuse]. Comme dans les Gorges du Nant, ces deux espèces semblent inconnues au-dessus de la limite de séquence SbB5. La séquence BA5 renferme la plupart des espèces déjà rencontrées dans la séquence BA3 ; il s'y ajoute au sommet *Cribellopsis schroederi* et *Orbitolinopsis cuvillieri*. Rappelons que, dans cette coupe, le maximum de transgression de la séquence BA4 est daté du Barrémien supérieur par des Dinokystes et que des bancs voisins sont datés du Barrémien

terminal-Aptien inférieur par des pollens et des charophytes, montrant en tout état de cause que la limite SbB5 se situe très près de la limite Barrémien - Aptien (§ 3.5).

La coupe de Cluses (fig. 29), étudiée par Wermeille [1996] débute sous le maximum de transgression de la séquence BA3. Elle est caractérisée dans sa partie inférieure par le développement des faciès bioclastiques grossiers, semblables à ceux du plateau de Glandasse, ce qui confirme une localisation paléogéographique plus proche de la bordure de la plate-forme urgonienne que celle des coupes précédentes. Les calcaires bioclastiques situés sous le maximum de transgression de la séquence BA3, et qui appartiennent de ce fait à la formation des Calcaires de Glandasse, renferment *Orbitolinopsis debelmasi*, *Cribellopsis elongata*, *Praedictyorbitolina claveli*, *Praedictyorbitolina carthusiana*, *Valserina broennimanni* et *Paleodictyoconus cuvillieri*. Ces bancs appartiennent soit à l'intervalle transgressif de la séquence BA3 (dans ce cas la coupe de Cluses serait proche de celle du Col de Rousset du point de vue paléogéographique), soit à la séquence BA2 (auquel cas elle serait plus proche des coupes de Combe Laval et des Grands Goulets). Au-dessus de son maximum de transgression, la séquence BA3 a livré *Praedictyorbitolina claveli*, *Praedictyorbitolina carthusiana*, *Valserina ? primitiva*, *Valserina broennimanni*, *Paracoskinolina reicheli*, *P. maynci*, *Paleodictyoconus cuvillieri*, *Falsurgonina* sp. et *Dictyoconus ? vercorii*. Hormis les trois premières, toutes ces espèces sont encore présentes dans la séquence BA4 où s'observent également *Paracoskinolina sunnilandensis*, *Paleodictyoconus actinostoma* et, au sommet, *Urgonina cf. alpillensis* et *Cribellopsis schroederi*. Les faits marquants sont, d'une part l'association de *P. claveli* et de *P. reicheli* dans la séquence BA3, d'autre part l'association de *V. broennimanni* et *P. reicheli* dans BA4, comme c'est le cas dans la séquence Ju5 du Jura [Blanc-Alétru, 1995]. Dans cette même coupe, Trabold [1996] cite *Valserina primitiva* et *Praedictyorbitolina carthusiana* dans ces deux séquences de dépôt BA3 et BA4. Toujours dans cette même coupe, Schroeder figure *Valserina primitiva* dans la séquence BA4 [Schroeder *et al.*, 1969, pl. 3, fig. 1] et cite *Valserina broennimanni* dans la séquence BA4, *Paracoskinolina reicheli* dans la séquence BA5 et *Eopalorbitolina charollaisi* dans les séquences BA3 et BA4 (séquences de dépôt par comparaison entre les coupes figurées par Schroeder *et al.* [1969] et Wermeille [1996]).

La coupe de la Chambotte (fig. 30) étudiée par Viéban [1983] a été partiellement révisée par Blanc-Alétru [1995]. La séquence BA3 a livré *Praedictyorbitolina carthusiana*, *P. claveli*, *Paracoskinolina sunnilandensis*, *P. arcuata*, *P. sunnilandensis*, *Dictyoconus* sp. 1 A. A.-V., *Eopalorbitolina charollaisi*, *Paracoskinolina reicheli* et *Paleodictyoconus actino-*

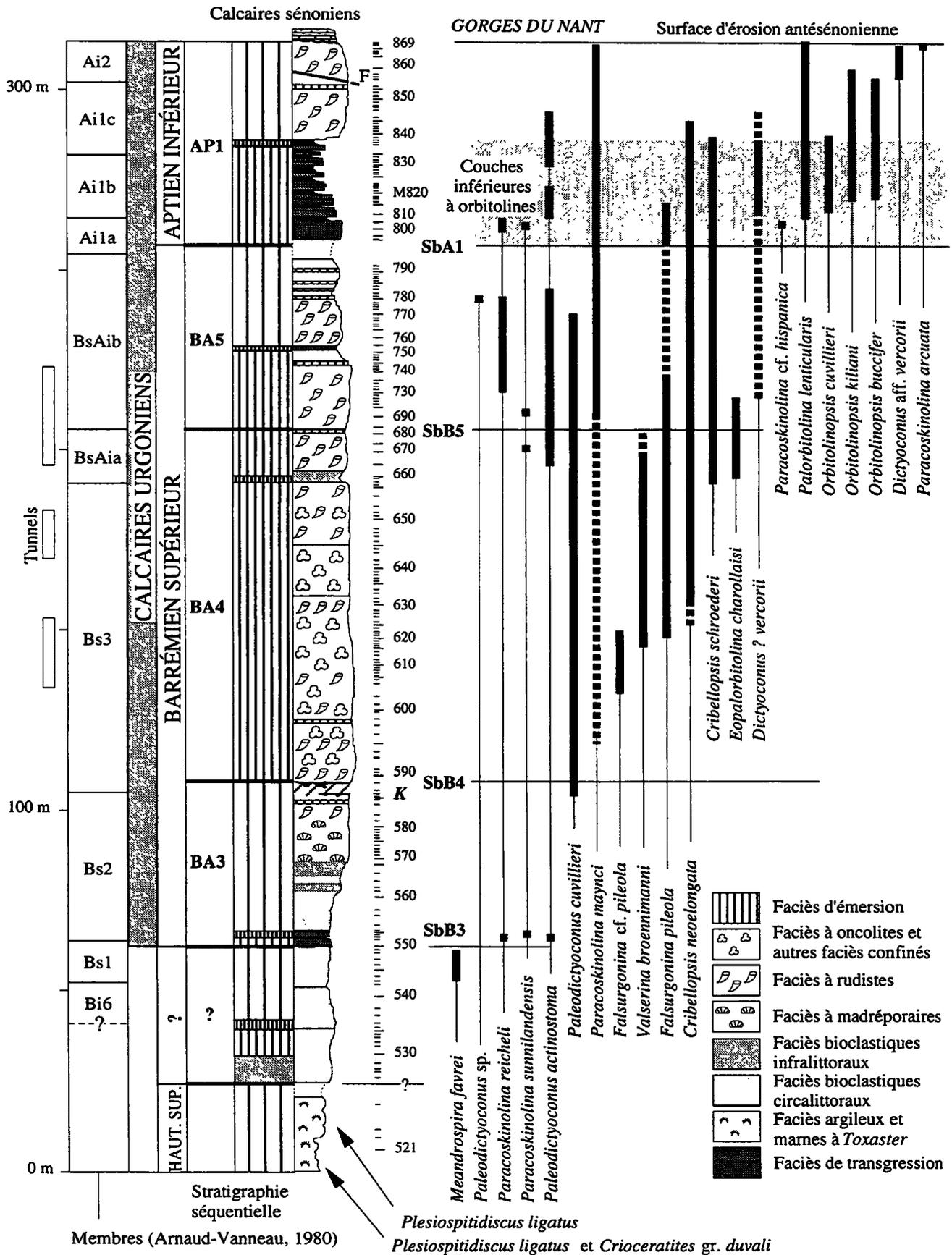


FIG. 27. - Répartition des orbitolinidés et de *Meandrospira favrei* dans la coupe des Gorges du Nant (Vercors méridional). La séquence de dépôt située entre les calcaires argileux à *Toxaster* de l'Hauteriviens supérieur et la limite de séquence Sbb3 n'est pas datée. Elle pourrait être l'homologue de la séquence BA1 (ou BA2 ?, voir texte) des Grands Goulets et de Combe Laval (fig. 20). K : paleokarst.

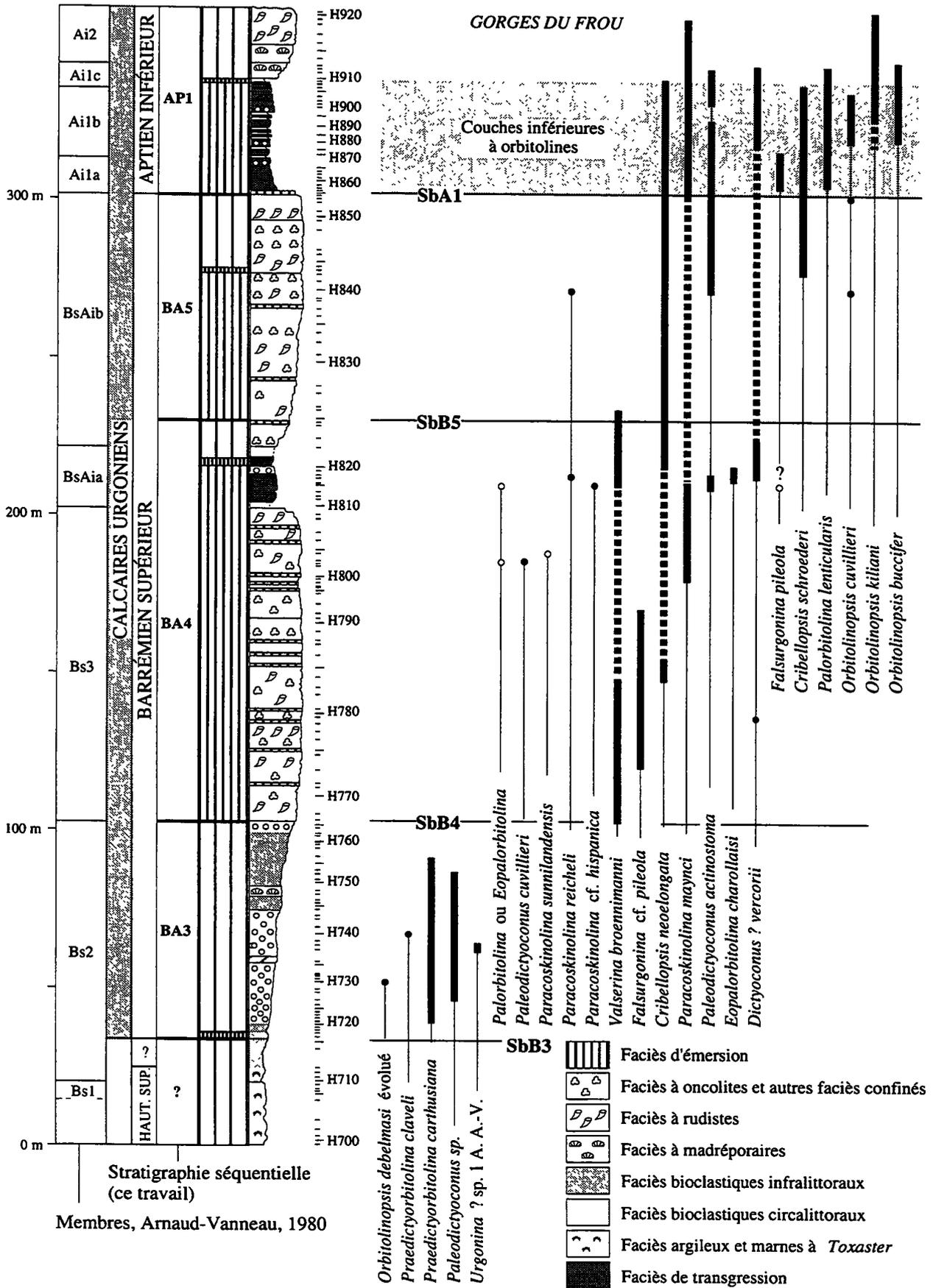


FIG. 28. - Répartition des orbitolinidés dans la coupe des Gorges du Frou (Chartreuse).

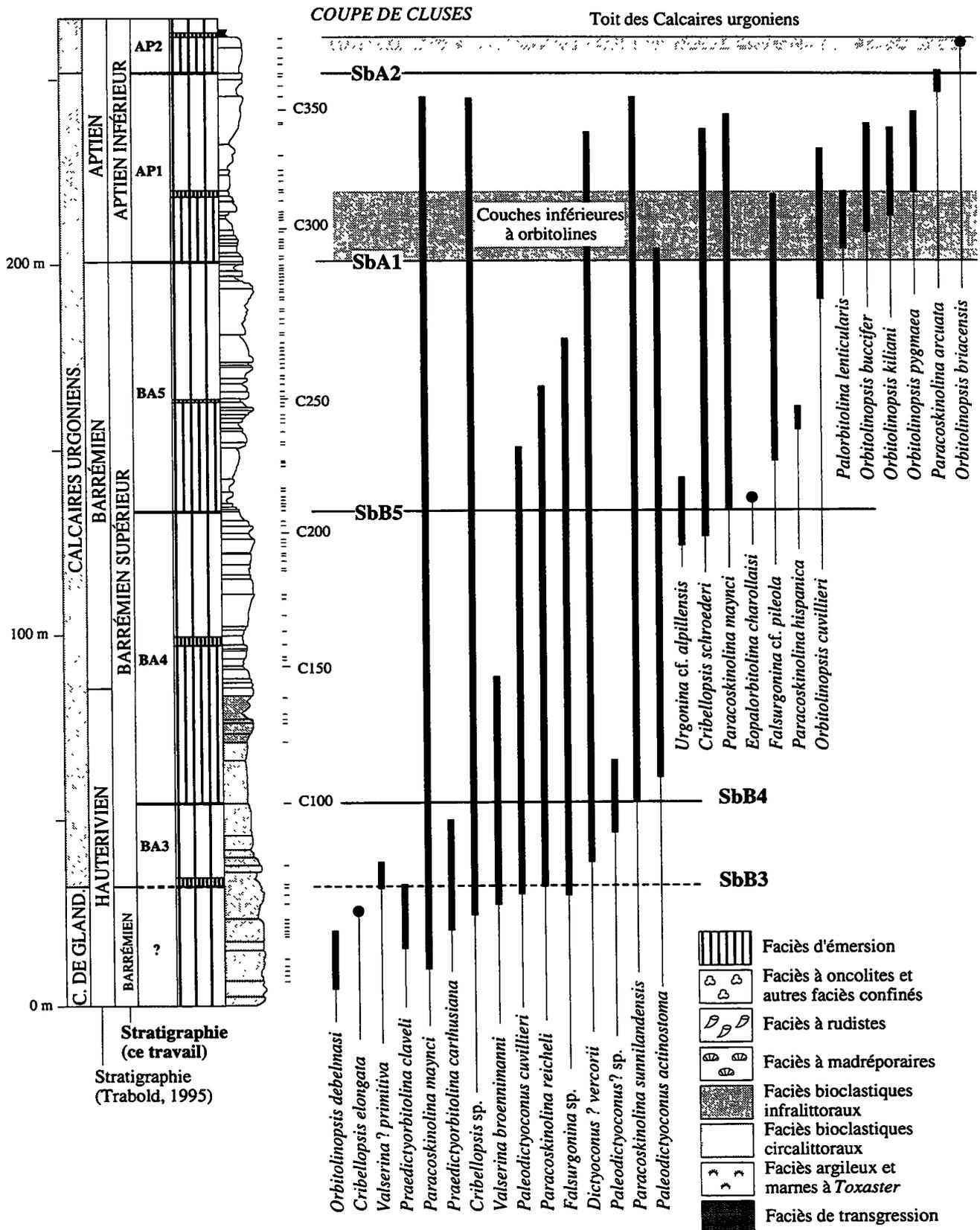


FIG. 29. – Répartition des orbitolinidés dans la coupe du Rocher de Cluses [Wermeille, 1996]. Sous le maximum de transgression de la séquence BA3, les calcaires bioclastiques, d'âge barrémiens, appartiennent à la formation des Calcaires de Glandasse.

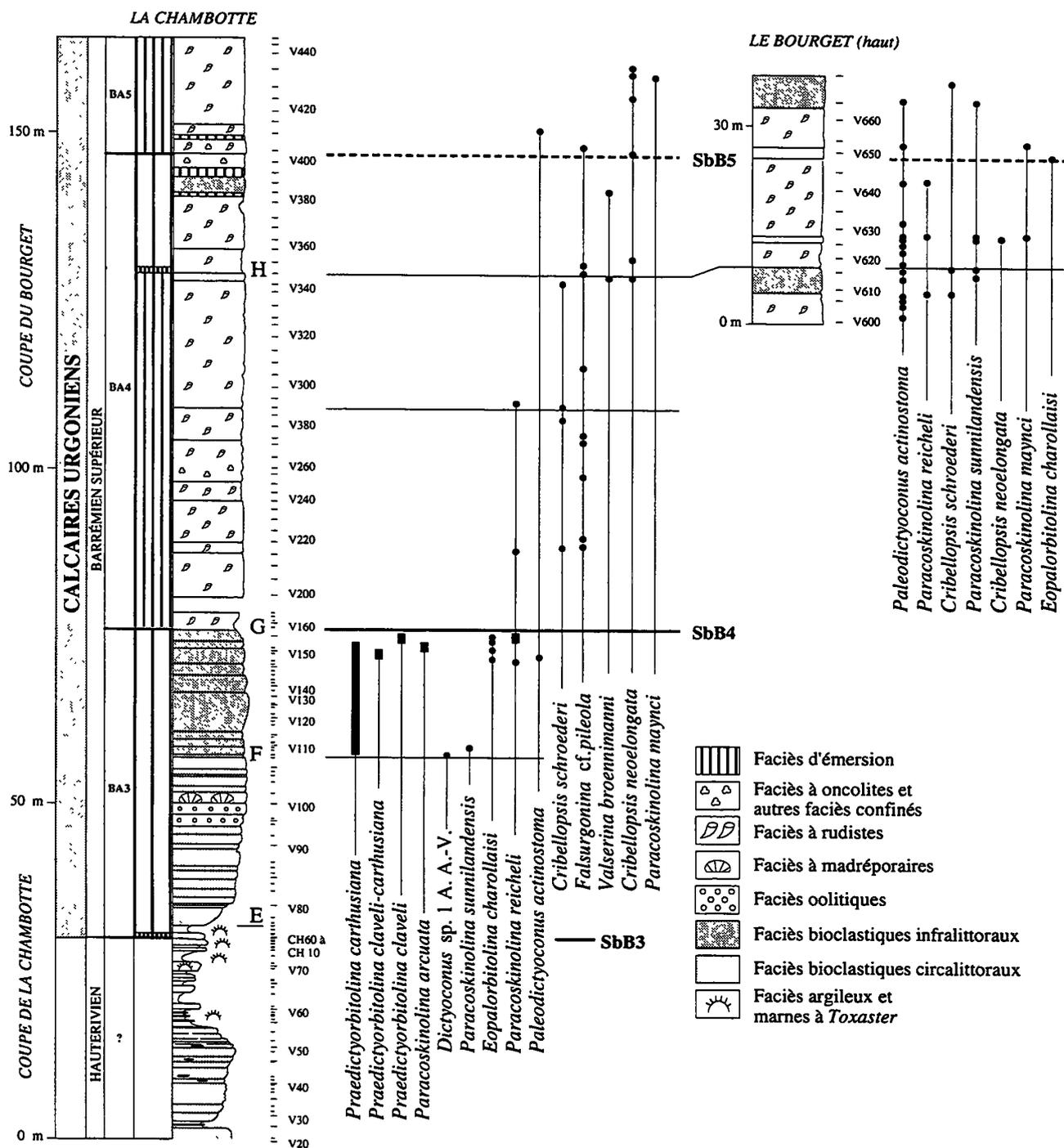


FIG. 30. – Répartition des orbitolinidés dans la coupe de La Chambotte. Coupe de La Chambotte d'après Viéban [1983] et Blanc-Alétru [1995] ; coupe du Bourget d'après Viéban [1983]. E, F, G et H : discontinuités de Viéban [1983].

stoma. La séquence BA4 renferme, en plus de ces deux dernières espèces, *Cribellopsis schroederi*, *C. neolongata*, *Falsurgonina cf. pileola*, *Valserina broennimanni*, *Paracoskinolina maynci* et, au sommet, *Eopalorbitolina charollaisi* [Viéban, 1983 ; Blanc-Alétru, 1995]. La séquence BA5, dont seule la partie basale a été levée, renferme une association très similaire (à l'exception de *V. broennimanni* et de *E. charollaisi* qui semblent absentes, ici aussi).

La coupe du Rocher des Hirondelles (fig. 31) n'a plus été révisée depuis Viéban [1983] dont nous reproduisons les résultats. Cette coupe est cependant très intéressante car elle constitue un jalon indispensable entre le Jura méridional et le Jura suisse, en particulier la coupe de Vallorbe. La séquence BA3 renferme *Praedictyorbitolina carthusiana*, *Paracoskinolina maynci*, *P. sunnilandensis* et *Urgonina cf. alpillensis*. La séquence BA4 contient, outre les deux derniers taxons,

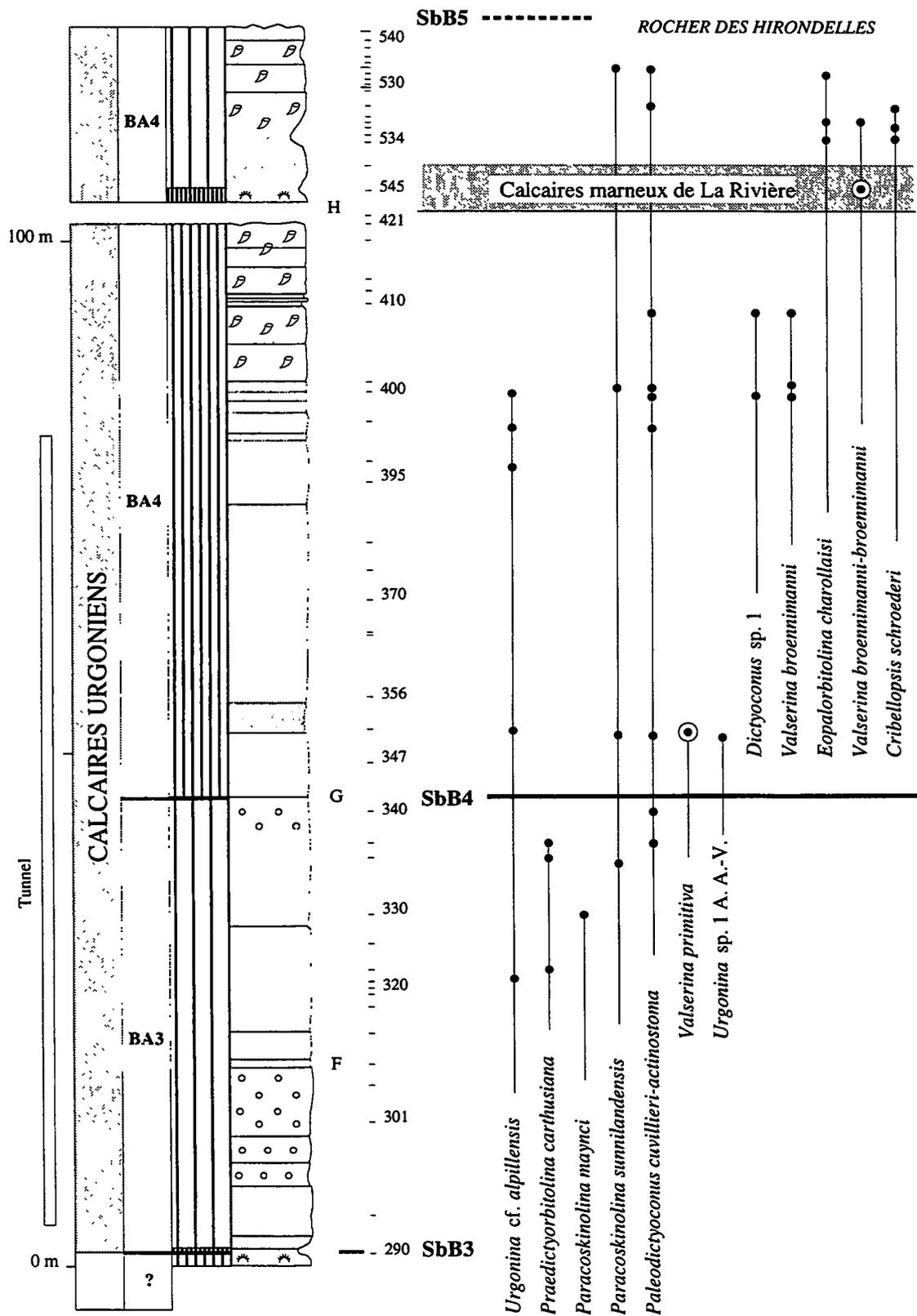


FIG. 31. – Répartition des orbitolinidés dans la coupe du Rocher des Hirondelles [d'après Viéban, 1883]. F, G et H, discontinuités de Viéban [1883]. Les localités types de *Valserina primitiva* et de *Valserina broennimanni* sont cerclées [Schroeder *et al.*, 1967 ; Schroeder et Conrad, 1967]. La coupe n'étant plus visible en raison du revêtement du tunnel, le levé et l'échantillonnage sont de Conrad [1969]. La localité-type d'*Eopatorbitolina charollaisi* est également située dans cette coupe, mais dans une partie qui est peut-être au-dessus mais n'a pas été figurée sur ce schéma.

Urgonina sp. 1 A. A.-V., *Dictyoconus* sp. 1 A. A.-V., *Cribellopsis schroederi*, *Eopalorbitolina charollaisi*, *Valserina primitiva* et *Valserina broennimanni*. Rappelons en outre que les localités-types des trois dernières espèces citées se situent dans cette coupe (fig. 31).

En conclusion, 23 espèces d'orbitolinidés ont été recensées dans les Calcaires urgoniens inférieurs de cette région, permettant d'aboutir aux conclusions suivantes :

- cette faune est très similaire à celle rencontrée dans les Calcaires urgoniens inférieurs d'âge Barrémien supérieur du Vercors méridional (§ 5.1.) ;

- aucune des espèces strictement cantonnées au Barrémien inférieur n'est connue dans les Calcaires urgoniens inférieurs de cette région ;

- les espèces recensées correspondent en majorité (14 sur 23 citées ci-dessus), soit à des taxons dont l'apparition est attestée sans ambiguïté au Barrémien supérieur pour 12 d'entre elles (§ 2.2. et 5.1.1.), soit à des formes abondantes à l'Aptien inférieur (*Orbitolinopsis cuvillieri* et *Paracoskinolina arcuata*, § 5.1.2) ;

- 5 espèces apparaissent plus ou moins haut dans le Barrémien inférieur mais ont une large répartition et sont bien connues au Barrémien supérieur, trois d'entre elles se rencontrant même jusqu'à l'Aptien inférieur ;

- quatre espèces ont une répartition stratigraphique mal connue : il s'agit de *Praedictyorbitolina claveli* et de *Valserina primitiva*, d'une part, et de *Praedictyorbitolina carthusiana* et *Valserina broennimanni*, d'autre part, dont la présence dans le Barrémien supérieur non terminal est claire compte tenu de ce qui précède. Les deux premières n'ont jamais été rencontrées dans les coupes datées du Vercors méridional. Quant aux deux dernières nous avons signalé leur présence dans des niveaux plus anciens que les marnes de Font Froide datées de la zone à Sartousiana (partie élevée du Barrémien inférieur pour *V. broennimanni*, Barrémien supérieur pour *P. carthusiana*, § 2.2.).

Sur cette base, il est donc impossible d'attribuer un âge autre que Barrémien supérieur aux Calcaires urgoniens inférieurs du Jura et des massifs subalpins septentrionaux ; cette datation micropaléontologique concorde avec les données de terrain et les corrélations séquentielles antérieurement proposées.

5.3. – Remarques sur les « lignées d'orbitolinidés » de Schroeder [1993]

Depuis quelques années Schroeder *et al* [1990], puis Clavel *et al.* [1994a, 1994b et 1995] tentent d'accréditer l'idée que les Calcaires urgoniens inférieurs du Vercors, de Chartreuse et du Jura seraient Hauterivien supérieur et Barrémien inférieur sur la foi de niveaux datés par des

ammonites et sur la présence de deux lignées d'orbitolinidés dont la répartition détaillée [Clavel *et al.*, 1994a, fig. 2 ; Clavel *et al.*, 1995, fig. 3], considérée comme prouvée par ces auteurs, irait pour l'essentiel de la zone à Sayni de l'Hauterivien supérieur basal à la zone à Compressissima du Barrémien inférieur (fig. 3). La première de ces lignées comporterait les espèces *Praedictyorbitolina claveli* (zones à Sayni et à Balearis de l'Hauterivien supérieur), *Praedictyorbitolina carthusiana* (de la zone à Balearis de l'Hauterivien supérieur à la zone à Hugii du Barrémien inférieur) et *Dictyorbitolina ichnusae* (de la zone à Angulicostata de l'Hauterivien terminal à la base de la zone à Compressissima du Barrémien inférieur). La seconde de ces lignées rassemblerait *Valserina primitiva* (de la zone à Balearis au sommet de la zone à Angulicostata de l'Hauterivien supérieur), *Valserina broennimanni* (de la zone à Angulicostata de l'Hauterivien terminal à la base de la zone à Compressissima), *Valserina charollaisi* (du sommet de la zone à Hugii au milieu de la zone à Compressissima du Barrémien inférieur), *Palorbitolina turbinata* (de la zone à Compressissima à la zone à Barremense) et *Palorbitolina lenticularis* (du sommet de la zone à Barremense au sommet de l'Aptien inférieur). Nous avons déjà signalé (§ 5.1.) que la répartition stratigraphique de Clavel *et al.* [1994a et 1995] est fautive en ce qui concerne *Eopalorbitolina charollaisi* (= *Valserina charollaisi* de ces auteurs) dont la présence et l'abondance sont attestées au sommet de la zone à Feraudianus du Barrémien supérieur.

De telles divergences nécessitent une discussion approfondie sur la validité des arguments stratigraphiques présentés et la valeur des lignées d'orbitolinidés utilisées par ces auteurs.

5.3.1. La lignée *Praedictyorbitolina claveli* - *Praedictyorbitolina carthusiana* - *Dictyorbitolina ichnusae* de Clavel *et al.* [1994a].

Praedictyorbitolina carthusiana SCHROEDER, CLAVEL & CHAROLLAIS a été créée par Schroeder *et al.* [1990] pour l'espèce *Dictyorbitolina* aff. *ichnusae* décrite et figurée par Arnaud-Vanneau [1980, p. 614-615, pl. 101, fig. 7-9] dans les mêmes niveaux de la coupe des Gorges du Frou (Chartreuse). Elle se distingue de *Dictyorbitolina ichnusae*, espèce qui lui est la plus proche, à la fois par les caractères de la structure interne et par son appareil embryonnaire. La morphologie externe et la structure interne décrites d'abord par Arnaud-Vanneau [1980], puis par Schroeder *et al.* [1990] sont semblables à celle de *Dictyorbitolina ichnusae* hormis une forme plus conique et une disposition moins serrée des piliers de la zone centrale. L'appareil embryonnaire de *P. carthusiana*, décrit par Schroeder *et al.* [1990], serait excentré au début d'une petite spire initiale, contrairement à celui de *D. ichnusae* qui est en position centrée et dont « la deutéroconque bien individualisée montre une couche de logettes subépidermales ». Il consisterait en une protoconque

subglobulaire et une petite deutéroconque, disposition qu'il est bien difficile d'admettre sur la foi d'une seule section figurée comportant ce qui a été décrit comme un appareil embryonnaire mais pourrait tout aussi bien être un artefact. Selon ces auteurs, les sections décrites et figurées dans les Gorges du Frou (échantillons H726, H731 et H732) par Arnaud-Vanneau [1980, pl. 101, fig. 7 à 9] sous le nom de *Dictyorbitolina* ? aff. *ichnusae* « ne montrent pas de structures embryonnaires et pour cette raison sont indéterminables. » Dans ce cas, sur quels critères ces auteurs se basent-ils pour ranger dans l'espèce *Praedictyorbitolina carthusiana* leurs sections non orientées des figures 5 à 9, dépourvues d'appareils embryonnaires et correspondant à des exemplaires non dégagés ? Sur quel critère les sections provenant des échantillons H726 (numéro 1 de la coupe de Schroeder *et al.* [1990]), H731 et H732 (numéro 4 de ces auteurs) ont-elles été notées sous le nom de ? *Praedictyorbitolina carthusiana* dans leur liste synonymique de cette nouvelle espèce. Ce sont très exactement les mêmes horizons qui ont livré à nos collègues des sections sans appareils embryonnaires attribuées, pour cela seulement, à une forme désignée cf. *Praedictyorbitolina carthusiana*. Peut-on réellement penser que *Praedictyorbitolina carthusiana*, ? *Praedictyorbitolina carthusiana* et cf. *Praedictyorbitolina carthusiana* puissent correspondre à trois formes différentes alors qu'elles se rencontrent dans les mêmes bancs, qu'elles ont exactement la même structure interne et qu'elles diffèrent seulement par le fait que la première a été décrite avec son appareil embryonnaire (au demeurant très douteux car il s'agit vraisemblablement d'un simple trou) alors que celui des sections attribuées aux deux dernières n'a pas pu être observé ? Sur quel critère les orbitolinidés provenant de la coupe du Rocher des Hirondelles et du Plateau d'Andey [Schroeder *in* Charollais *et al.*, 1986, p. 64 et 76-80] et « déterminés comme *Dictyorbitolina ichnusae* sur la base exclusive de la structure des loges » « appartiennent en réalité à *Praedictyorbitolina carthusiana* » [Schroeder *et al.*, 1990, p. 202] ? Pire encore, les formes déterminées dans « les 20 premiers mètres au-dessus de ce niveau » (c'est-à-dire de la base de la falaise urgonienne) « comme *P. carthusiana* en raison de l'absence d'appareil embryonnaire dans les individus examinés (il s'agit des individus déterminés sous les noms de ? *Praedictyorbitolina carthusiana* et cf. *Praedictyorbitolina carthusiana* *in* Schroeder *et al.* [1990]), appartiennent à l'espèce *claveli* » [Schroeder, 1994]. Voilà donc deux espèces (*P. claveli* et *P. carthusiana*) dont l'unique critère de distinction n'est plus ni l'appareil embryonnaire, ni la structure interne, mais la localisation dans les coupes ! Il est d'autant plus facile ensuite d'affirmer que la seconde descend de la première et que leur position stratigraphique est parfaitement connue.

Praedictyorbitolina claveli SCHROEDER a été créée par Schroeder [1994] à partir de sections provenant de diverses coupes du Jura vaudois et neuchâtelois. Cette

espèce diffère de *P. carthusiana* par un angle apical plus petit, une face orale convexe chez les individus adultes et ses plus faibles dimensions. L'holotype correspond à une section subaxiale oblique montrant un appareil embryonnaire subapical qui ne s'observe pas clairement compte tenu de la mauvaise qualité de la section. De plus, une autre section attribuée à *P. claveli* par Schroeder [1994, pl. I, fig. 3] ne correspond pas à cette espèce mais peut être interprétée comme *Paracoskinolina* aff. *sunnilandensis* [Blanc-Alétru, 1995].

En ce qui concerne la lignée *Praedictyorbitolina claveli* - *Praedictyorbitolina carthusiana* - *Dictyorbitolina ichnusae* proposée par Clavel *et al.* [1994a et 1995], deux remarques peuvent être soulignées.

1. Les deux formes *P. claveli* et *P. carthusiana* sont semblables par leurs caractères structuraux tels que définis par Arnaud-Vanneau [1980], puis par Schroeder *et al.* [1990] et ne diffèrent que par leur angle apical, leurs dimensions et la forme de leur face orale. Les appareils embryonnaires sont trop insuffisamment connus pour être pris en compte. Il est donc probable qu'elles représentent seulement des stades d'évolution de la même espèce, pouvant éventuellement être considérées comme des sous-espèces [Blanc-Alétru, 1995], d'autant plus qu'elles cohabitent largement dans de nombreuses coupes, contrairement à ce que laisse supposer le tableau de répartition de Clavel *et al.* [1994a, fig. 2 ; 1995, fig. 3]. De ce point de vue, il n'est pas du tout évident que la première soit l'ancêtre de la seconde dans la mesure où *P. carthusiana* est connue dans l'intervalle transgressif de la séquence BA3 (Barrémien supérieur, coupe de Pré Imbert, Vercors méridional, fig. 11) alors que *P. claveli* n'est jusqu'à présent connue avec certitude que plus haut, dans le prisme de haut niveau de la même séquence BA3 (hormis la possibilité qu'elle existe bien dans l'Hauterivien supérieur du Pic de l'Oeillette, ce qui reste à prouver).

2. Les rapports entre l'ensemble *P. claveli* - *P. carthusiana* d'une part et *D. ichnusae* d'autre part sont beaucoup moins évidents car, hormis les caractères de leurs appareils embryonnaires qui pourraient être assez différents mais restent encore insuffisamment connus, *D. ichnusae* n'a pas été trouvée à ce jour dans les massifs subalpins septentrionaux et le Jura puisque les sections qui avaient été rapportées à *D.* aff. *ichnusae* [Arnaud-Vanneau, 1980] ou *D. ichnusae* [Schroeder *in* Charollais *et al.*, 1986] appartiennent à l'ensemble *D. claveli* - *carthusiana*. Il n'est donc pas possible de connaître dans le Sud-Est de la France quelle est la répartition de *D. ichnusae* par rapport à celle de l'ensemble *P. carthusiana* - *P. claveli*. En résumé, pour être possible, la filiation *P. claveli* - *P. carthusiana* - *D. ichnusae* n'en reste pas moins une vue de l'esprit dans l'état actuel des connaissances. Sur le plan stratigraphique, il n'est pas possible d'affirmer sur ce critère de filiation supposée

que la répartition stratigraphique de *D. ichnusae* concerne un intervalle stratigraphique plus récent que celui de *P. carthusiana* et que ce dernier est lui-même plus récent que celui de *P. claveli*.

5.3.2. La lignée *Valserina primitiva* - *V. broennimanni* - *V. charollaisi* - *Palorbitolina turbinata* - *P. lenticularis* de Schroeder [1993]

Depuis quelques années, Schroeder (*in* Charollais *et al.* [1992]) a mis en synonymie les genres *Eopalorbitolina* et *Valserina* d'une part, et les genres *Eygalerina* et *Palorbitolina* d'autre part, d'où la description d'une lignée évolutive *V. primitiva* - *V. broennimanni* - *V. charollaisi* - *P. turbinata* - *P. lenticularis* fondée essentiellement sur les caractères de l'appareil embryonnaire. C'est en grande partie de cette idée que découlent les attributions stratigraphiques proposées pour ces taxons par Clavel *et al.* [1994a, fig. 2 ; 1995, fig. 3] dans la mesure où une espèce ne peut pas se trouver dans des couches plus anciennes que celles où se rencontrent les formes dont elle dérive. Sans entrer dans le détail de la structure interne, rappelons que les genres *Valserina*, *Alpillina* (dont fait partie *A. antiqua*, synonyme d'après Arnaud-Vanneau [1980] de *Eygalerina turbinata*, donc de *P. turbinata* de Schroeder [1993] (en particulier pour l'organisation des pores), et *Eopalorbitolina*-*Palorbitolina* n'ont pas le même type de structure interne. Ne serait-ce que pour cette raison, ces espèces ne peuvent pas appartenir à la même lignée évolutive.

Sur le plan morphologique, *V. broennimanni* et *A. antiqua* ont un angle apical aigu (65 à 80° pour la première, 80 à 100° pour la seconde) alors que *E. charollaisi* et *P. lenticularis* sont des formes plates dont l'angle apical est plus ouvert (entre 99 et 117° pour la première, entre 110 et 170° pour la seconde). Dans la mesure où l'angle apical est lié aux caractères de la structure interne, rien ne permet de penser qu'il est possible de passer d'une forme conique aiguë à une forme plate, puis de revenir en arrière dans un processus d'évolution continue [Blanc-Alétru, 1995].

Sur le plan stratigraphique, aucun élément ne permet de confirmer l'apparition successive de ces taxons. *Alpillina antiqua* [= *P. turbinata* de Schroeder, 1993] est bien connue dans les Calcaires de Glandasse, de la base du Barrémien jusque sous les marnes de Fontaine Colombette (sommet du Barrémien inférieur, fig. 2 et 8) au-dessus desquelles elle n'a plus été trouvée. C'est même de ces niveaux que provient le seul exemplaire avec un appareil embryonnaire figuré dans cette région [Arnaud-Vanneau, 1980, pl. 105, fig. 4 et 5]. *Eopalorbitolina charollaisi*, dont la présence est prouvée dans la zone à Feraudianus, apparaît probablement un peu plus bas dans la zone à Sartousiana (§ 5.1.1.), mais n'a jamais été rencontrée dans le Barrémien inférieur. Ne serait-ce que pour cette raison, *Eopalorbitolina charollaisi* ne peut pas être l'ancêtre d'*Alpillina antiqua* [= *P. turbinata* de Schroeder, 1993].

5.3.3. Datation des couches à *V. broennimanni*

Les répartitions stratigraphiques de Clavel *et al.* [1994a, fig. 2 ; 1995, fig. 3] pour ces taxons sont basées principalement sur les prétendues datations par ammonites des couches renfermant *P. claveli*, *P. carthusiana* et *V. broennimanni* d'une part et sur les filiations imaginées dans le cadre des deux lignées auxquelles ces formes appartiendraient, d'autre part. Il faut donc discuter la valeur des datations de ces auteurs et établir la localisation exacte des taxons dans les Calcaires urgoniens inférieurs.

Pour Arnaud-Vanneau [1980] et Arnaud [1981], *Valserina broennimanni* est une espèce rencontrée dans le Barrémien supérieur des Calcaires urgoniens du Vercors et de Chartreuse, opinion rejetée par Schroeder *et al.* [1989] pour lesquels la répartition exclusive de ce taxon au Barrémien inférieur basal (zone à Hugii *sensu* Busnardo [1984]) découle de sa présence dans la partie inférieure de la coupe du Pont de Laval (Ardèche) encadrée par des niveaux à ammonites. Loin d'être nouvelle, la présence de *Valserina broennimanni* dans cette coupe est au contraire connue depuis bien longtemps car cette espèce, alors déterminée par l'un d'entre nous [A. A.-V.], fut publiée par Lafarge [1978, p. 24-28, formations PLI et PLII] dans des niveaux qui avaient été datés du Barrémien inférieur pour deux raisons : 1) reconnaissance d'une microfaune associée typique du Barrémien inférieur, 2) découverte de nombreuses ammonites de cet âge déterminées par R. Busnardo. Depuis, Schroeder *et al.* [1989] ont confirmé la présence de *Valserina broennimanni* dans ce niveau de la coupe du Pont de Laval, où elle est, selon eux associée à *Paracoskinolina* cf. *sunnilandensis*, « *Paracoskinolina* » *hispanica*, *Cribellopsis thieuloyi*, *Urgonina alpillensis*, *Paleodictyoconus cuvillieri* et « *Orbitolinopsis* cf. *subkilianii* ». Nous confirmons l'appartenance au Barrémien inférieur non basal de cette association d'orbitolinidés. D'après Schroeder *et al.* [1989], le niveau bioclastique à *V. broennimanni* du Pont de Laval appartiendrait à la zone à Hugii *sensu* Busnardo [1984] d'après les ammonites qui l'encadrent. S'il est bien vrai que la limite Hauterivien-Barrémien se trouve au-dessous de la première coulée bioclastique à *Valserina broennimanni*, les ammonites récoltées et citées par ces auteurs entre ou au-dessus de ces corps bioclastiques remaniés ne permettent pas de proposer une datation précise (*Emericiceras* sp. A, *Barremites difficilis*, *Karsteniceras* sp., *Cassidoiceras* sp., *Phylloceras thetys*, *Cassidoiceras* gr. *cassidoides* et *Emericiceras* sp. B). Selon Schroeder *et al.* [1989], seuls les grands *Emericiceras* sp. (= *Emericiceras* sp. B de leur planche II) seraient relativement précis puisqu'ils « se trouvent habituellement au sommet de la zone à Hugii » et « pourraient toutefois exister encore à la base de la zone à Compressissima », d'où probablement un « argument » pour la disparition de *V. broennimanni* au début de la zone à Compressissima [Clavel *et al.*, 1994 a et 1995]. En résumé, les éléments précédents prouvent que

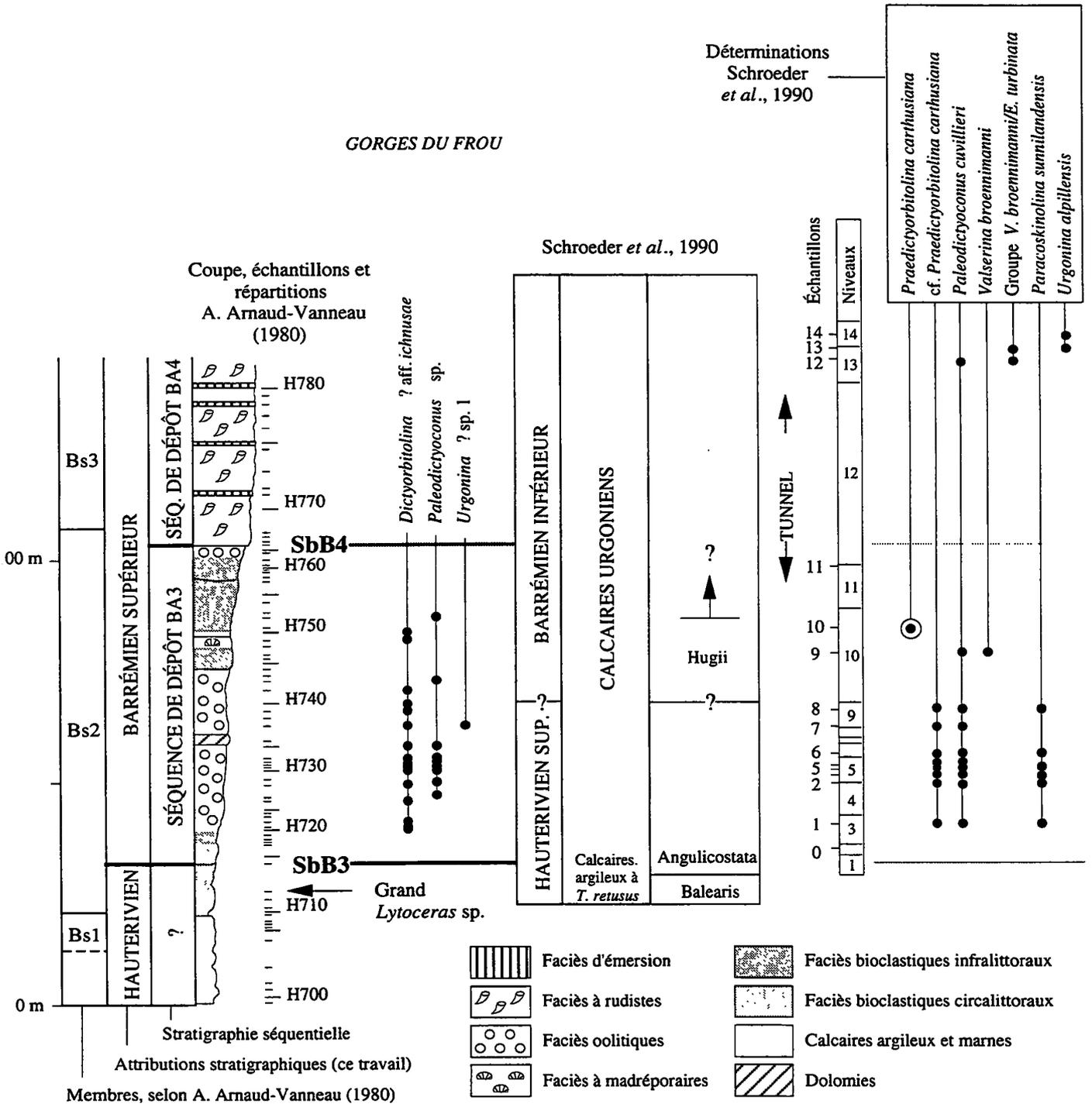


FIG. 32. – Partie basale de la coupe des Gorges du Frou (Chartreuse) montrant la répartition des principaux taxons d'orbitolinidés et les attributions stratigraphiques selon Arnaud-Vanneau [1980] et Schroeder et al. [1990]. La localité type de *P. carthusiana* est cerclée. Stratigraphie séquentielle : interprétation proposée dans cette note.

les *V. broennimanni* de la coupe du Pont de Laval appartiennent bien au Barrémien inférieur, mais à un niveau dont l'appartenance à la zone à *Hugii* n'est pas réellement prouvée. Depuis, nos recherches nous ont permis d'observer quelques rares sections de *V. broennimanni* dans la coupe de la Montagnette, dans les bancs situés

entre les échantillons F980 et F990 (fig. 8), c'est-à-dire au-dessus des niveaux qui ont livré, dans cette même coupe, plusieurs *Torcapella*, *Moutoniceras* gr. *nodosum*, un grand *Emericiceras* sp. et *Paraspiticeras* cf. *guerini* de la zone à *Compressissima* de Vermeulen [1995b] (sommet de la zone à *Compressissima* ou base de la

zone à *Moutoniceras* sp. de Busnardo [1984]) (§ 2.1.2.). Mais si la présence de cette espèce est attestée depuis longtemps au Barrémien inférieur, doit-on pour autant croire qu'elle est strictement cantonnée à ces quelques bancs et à ce bref intervalle de temps ? Sans même tenir compte de ce qui a été exposé précédemment (§ 2 et 5), cette opinion est inacceptable pour au moins quatre raisons.

1) Dans la coupe du Pont de Laval (Ardèche) *V. broennimanni* déterminée par l'un de nous (A. A.-V.) se rencontre non seulement dans les niveaux dont il vient d'être question, mais aussi bien au-dessus, dans les 50 premiers mètres de la partie inférieure des calcaires urgoniens [Lafarge, 1978, formation PLVI], dont l'âge est en tout état de cause plus récent.

2) En Espagne, la coupe du Rio Segre renferme dans le Barrémien supérieur de la Formation de Prada [Formation U2 de Peybernès, 1976] un niveau qui a livré notamment des sections avec appareils embryonnaires de *Valserina broennimanni*, *Eopalorbitolina charollaisi* et *Palorbitolina lenticularis* [Caus *et al.*, 1990]. La présence de cette dernière implique que cette association ne peut pas être antérieure au Barrémien supérieur, à moins, bien entendu, de la considérer comme appartenant à la zone à *Hugii* en raison de la présence de *Valserina broennimanni*.

3) Dans la coupe du Rocher des Hirondelles (Jura méridional) *Valserina broennimanni* se rencontre, au-dessus de sa localité type [niveau 21, Schroeder *et al.*, 1969], en association avec d'autres Orbitolinidés dont *Eopalorbitolina charollaisi* [Schroeder *et al.*, 1967b], y compris dans la localité type d'*Eopalorbitolina charollaisi* [Schroeder *et al.*, 1967b, niveau 30 ; Schroeder *et al.*, 1969]. Or, dans le Vercors méridional, cette dernière espèce, inconnue actuellement dans le Barrémien inférieur, est très abondante au Barrémien supérieur dans et au-dessus des marnes de la Bégüère datées de la zone à *Feraudianus* (§ 3.1.1.).

4) Dans sa localité type du Rocher des Hirondelles (rive droite de la Valserine, fig. 31) *Valserina broennimanni* est associée à une riche population d'*Heteraster couloni* (= *Heteraster oblongus* in Schroeder *et al.* [1967] et Conrad [1969]). Selon Clavel *et al.* [1995, p. 673], les différentes espèces du genre *Heteraster* « permettent de reconnaître très aisément le Barrémien supérieur du Bédoulien ». Nous ajoutons, en accord croyons-nous avec ces auteurs, qu'*Heteraster couloni* caractérise le Barrémien supérieur alors qu'*Heteraster oblongus* est typique des couches inférieures à Orbitolines de l'Aptien basal. Quoiqu'il en soit, il est clair que la localité type de *Valserina broennimanni* se situe dans le Barrémien supérieur et que, de ce fait même, celle d'*Eopalorbitolina charollaisi* située plus haut dans la même coupe appartient également à ce sous-étage. C'était déjà cette conclusion, étayée par la présence d'ammonites, qui résultait de l'examen des coupes du Vercors méridional.

En conclusion, la répartition stratigraphique de *Valserina broennimanni* n'est pas limitée au Barrémien inférieur basal contrairement à l'opinion de Schroeder *et al.* [1989 et 1990] et de Clavel *et al.* [1994a et 1995]. Il s'agit bien au contraire d'une espèce qui apparaît au Barrémien inférieur et se développe jusqu'au Barrémien supérieur élevé. Dans les massifs subalpins septentrionaux, sa présence à divers niveaux des Calcaires urgoniens est liée à l'existence de milieux de dépôt temporairement plus profonds. Elle est en particulier présente jusque dans l'intervalle transgressif de la séquence de dépôt BA4 *sensu* Arnaud et Arnaud-Vanneau [1991], proche de la limite Barrémien-Aptien, que nous avons attribué au Barrémien terminal [base du membre BsAi, Arnaud-Vanneau, 1980] et que nous pouvons corrélérer du point de vue séquentiel aux marnes du Pas de la Couronne (zone à Giraudi du Barrémien supérieur, § 3.1.2.). De plus, dans les Gorges du Frou, Mojon et Médus [1990] viennent de dater les niveaux qui encadrent des couches à *V. broennimanni* et à *Eopalorbitolina charollaisi* [Arnaud-Vanneau, 1980] par des palynoflores et des charophytes de l'Aptien basal. Même si cette datation de l'Aptien basal nous paraît trop jeune (§ 3.5.), il est clair que nous nous trouvons là près de la limite Barrémien-Aptien. Il en résulte que la répartition de *V. broennimanni* va du Barrémien inférieur jusqu'à un niveau proche de la limite Barrémien-Aptien et qu'elle n'est en rien cantonnée à un intervalle allant de la partie supérieure de la zone à *Angulicostata* de l'Hauterivien supérieur à la partie inférieure de la zone à *Compressissima* du Barrémien inférieur contrairement aux affirmations de Clavel *et al.* [1994a et 1995].

5.3.4. Datation des couches à *Praedictyorbitolina carthusiana*

D'après Schroeder *et al.* [1990] puis Clavel *et al.* [1994a et 1995], la répartition stratigraphique de *Praedictyorbitolina carthusiana* correspond à l'intervalle allant de la partie supérieure de la zone à *Balearis* (Hauterivien supérieur) à la partie inférieure de la zone à *Compressissima* (Barrémien inférieur) de Busnardo [1984]. Cette opinion est fondée d'une part sur la découverte de *Valserina broennimanni* une dizaine de mètres au-dessous de *Praedictyorbitolina carthusiana* dans sa localité type des Gorges du Frou (Chartreuse, fig. 32) et, d'autre part, sur la présence d'une ammonite rapportée à *Plesiospitidiscus* gr. *ligatus* sous la base de la formation des Calcaires urgoniens dans la coupe voisine des Gorges du Guiers Mort (Pic de l'Oeillette). Comme nous l'avons signalé précédemment, et compte tenu de sa répartition, la présence de *V. broennimanni* ne permet absolument pas de dater les couches qui la renferment de la zone à *Hugii* comme proposé par Schroeder *et al.* [1990] pour le niveau 10 des Gorges du Frou et cela même si l'on adopte les vues de ces auteurs [Clavel *et al.*, 1994a] reproduites dans la

figure 3 (car alors, pourquoi ces couches appartiendraient-elles au Barrémien inférieur plutôt qu'à la zone à *Angulicostata* de l'Hauterivien terminal ?). Quant aux calcaires argileux à *Toxaster retusus* de la base de la coupe des Gorges du Frou, leur attribution à l'Hauterivien supérieur (zone à *Balearis sensu* Busnardo [1984]) dépend, d'une part, des corrélations proposées entre cette coupe et celle du Pic de l'Oeillette (Chartreuse) et, d'autre part, de la présence dans cette dernière d'un *Plesiospitidiscus* gr. *ligatus* [Schroeder *et al.*, 1990 ; Schroeder, 1994] sous la base des Calcaires urgoniens.

Trois raisons au moins nous conduisent à rejeter les conclusions de ces auteurs.

1. Dans la coupe du Pic de l'Oeillette, le banc à *P.* gr. *ligatus* et les quelques mètres de calcaires bioclastiques fins sus-jacents sont séparés des calcaires bioclastiques grossiers, qui constituent en ce point la base des Calcaires urgoniens, par une surface ravinante correspondant à notre limite de séquence de dépôt SbB3. Comme nous l'avons déjà signalé [Arnaud et Arnaud-Vanneau, 1991], l'âge des Calcaires urgoniens ne peut en aucun cas être déduit de celui des couches sous-jacentes, ici peut-être hauteriviennes (mais, comme dans les Gorges du Nant, fig. 27, aucun élément n'indique l'âge de la petite séquence bioclastique comprise entre les calcaires argileux à *Toxaster* et la limite SbB3).

2. La répartition stratigraphique des *Plesiospitidiscus* gr. *ligatus* [Bulot *et al.*, 1992 ; Bulot, 1995] va du milieu de la zone à Sayni au milieu de la zone à *Balearis* selon la zonation de Busnardo [1984], c'est-à-dire de la base de la zone à *Ligatus* au milieu de la zone à *balearis* [zonation de Bulot *et al.* [1992] (fig. 3). La présence d'un *Plesiospitidiscus* gr. *ligatus* dans un banc situé sous les Calcaires urgoniens du Pic de l'Oeillette ne permet donc pas de dater ce banc de la zone à *Balearis sensu* Busnardo [1984], mais seulement, avec une certaine imprécision, de la partie médiane de l'Hauterivien supérieur.

3. Les corrélations lithologiques entre les coupes du Pic de l'Oeillette et des Gorges du Frou ne sont pas aussi claires que le supposent Schroeder *et al.* [1990] et Schroeder [1994]. En effet, les derniers niveaux sous la falaise urgonienne, qui ont livré *P.* gr. *ligatus* dans la coupe du Pic de l'Oeillette, correspondent à de gros bancs calcaires séparés par des intercalations marneuses assez épaisses ; cette lithologie est semblable à celle rencontrée au sommet de l'Hauterivien hémipélagique à *Plesiospitidiscus* *ligatus* (D'ORB.) du Vercors septentrional, par exemple dans la coupe des Gorges du Nant (fig. 27) où les bancs correspondants sont datés de la zone à *Ligatus* par la présence dans le même niveau de *Plesiospitidiscus* *ligatus* et *Crioceratites* *duvali* [Arnaud-Vanneau, 1980]. Par contre, dans les Gorges du Frou, les calcaires argileux à miches situés sous la falaise urgonienne ressemblent beaucoup à ceux que l'on rencontre, dans la coupe complète et paléogéographiquement similaire de Saint-Pierre-de-Chérennes

(Vercors septentrional), soit au-dessus des marnes à *Subsaynella mimica* THIEULOY & BULOT de la limite des zones à Sayni et à *Ligatus* de Bulot *et al.* [1992] (= milieu de la zone à Sayni de Busnardo [1984]), soit à ceux de l'horizon à *Cruasicerus cruasense* [base de la zone à sayni de Bulot *et al.*, 1992, = zone à Cruasense de Busnardo, 1984]. En dépit des mauvaises conditions d'affleurement dans le massif de la Chartreuse, c'est à cette dernière opinion que l'on peut pencher pour les Gorges du Frou en raison des successions lithologiques observées. La découverte d'un gros *Lytoceras* sp. trouvé en place dans le banc H713 (fig. 28) implique en outre que l'on se situe aux alentours d'un maximum de transgression car la présence de ces formes de bassin est très rare sur les plates-formes (dans l'Arc de Castellane il en existe par exemple dans la zone à Sayni de Bulot *et al.* [1992] c'est-à-dire dans la zone à Cruasense et à la base de la zone à Sayni de Busnardo [1984]). En résumé, il semble bien que l'âge des derniers niveaux hauteriviens situés sous les Calcaires urgoniens soit plus ancien dans les Gorges du Frou qu'au Pic de l'Oeillette. Nous y voyons également un indice supplémentaire illustrant la troncature de plus en plus accusée vers le nord des couches hauteriviennes sous la limite de séquence de dépôt SbB3, située à la base des Calcaires urgoniens.

En conclusion, et contrairement aux affirmations de Schroeder *et al.* [1990] et de Schroeder [1994] :

1. – Les couches à *Toxaster retusus* de la base des coupes du Pic de l'Oeillette et des Gorges du Frou ne sont pas précisément datées ; même si toutes deux appartiennent vraisemblablement à l'Hauterivien supérieur, rien n'indique que celles du Pic de l'Oeillette appartiennent à la zone à *Balearis* plutôt qu'à la zone à Sayni.

2. – Rien ne permet d'affirmer que le sommet des couches à *Toxaster retusus* appartient au même niveau stratigraphique dans les deux coupes. Bien au contraire, tant la lithologie que la présence d'un gros *Lytoceras* semblent prouver le contraire.

3. – Rien ne permet d'affirmer l'appartenance à la zone à *Hugii* du Barrémien inférieur de la base des Calcaires urgoniens et en particulier du niveau 10 à *Valserina broennimanni* des Gorges du Frou.

4. – En conséquence, rien ne permet d'affirmer que la répartition stratigraphique de *Praedictyorbitolina carthusiana* va de la partie supérieure de la zone à *Balearis* de l'Hauterivien supérieur à la partie inférieure de la zone à *Hugii* du Barrémien inférieur.

5.3.5. Datation des couches à *Praedictyorbitolina claveli*

Cette espèce a été créée par Schroeder [1994] pour des formes présentes dans les coupes du Jura vaudois et neuchâtelois non datées par des ammonites. Cet auteur signale également sa présence à la base de la coupe du Pic de l'Oeillette, dans les calcaires et marnes héli-

pélagiques qui ont livré *Plesiospitidiscus gr. ligatus*. Comme nous l'avons signalé plus haut, Schroeder [1994] attribue également à cette espèce les formes antérieurement rapportées à *Praedictyorbitolina carthusiana* dans les 20 premiers mètres de la coupe des Gorges du Frou, avec comme seul critère la position de ces sections sous le niveau-type de *P. carthusiana* attribué, à tort comme vu précédemment, à la zone à Hugii du Barrémien inférieur.

En conclusion, si la présence de *Praedictyorbitolina claveli* pourrait être attestée à l'Hauterivien supérieur, pour peu qu'elle existe réellement dans le banc qui a livré le *Plesiospitidiscus gr. ligatus* du Pic de l'Oeillette ce que nous ne pouvons pas confirmer, rien ne permet d'affirmer, comme le font Schroeder [1994], puis Clavel *et al.* [1994a et 1995], que cette espèce caractérise seulement l'Hauterivien supérieur, à fortiori l'intervalle allant de la zone à Sayni à la zone à Angulicostata *sensu* Busnardo [1984]. Nous avons signalé que cette espèce est associée à *Paracoskinolina reicheli* dans la coupe de Cluses [Wermeille, 1996] et dans celle de la Russille [Blanc-Alétru, 1995, pl. VI, fig. 3, ech. 30 correspondant pratiquement à l'échantillon 7042 dans lequel Clavel *et al.*, 1994b, signalent *Praedictyorbitolina claveli*] ; elle est donc présente au moins jusqu'au sommet du Barrémien inférieur et, plus vraisemblablement, jusqu'au Barrémien supérieur, même sans tenir compte de toute l'argumentation (§ 4 et 5) qui nous conduit à la situer au moins en partie dans la zone à Sartousiana du Barrémien supérieur.

5.4. Conclusions

Du nord du Vercors au Jura méridional, les Calcaires urgoniens inférieurs, constitués, au-dessus du maximum de transgression BA3, par le prisme de haut niveau de la séquence de dépôt BA3 et par les séquences BA4 et BA5, renferment une faune d'orbitolinidés habituellement pauvre mais assez diversifiée (fig. 39). Sur la base des données acquises dans les coupes bien datées du Vercors méridional, plusieurs ensembles peuvent être reconnus.

1 – Espèces connues dès la base du Barrémien inférieur : *Paracoskinolina sunnilandensis* et *Paleodictyoconus cuvillieri*.

2 – Espèces apparues au sommet du Barrémien inférieur (zone à Compressissima de Vermeulen [1995b]) : *Valserina broennimanni* et *Paracoskinolina maynci*, ou plus haut juste sous la base du Barrémien supérieur : *Paracoskinolina* ? cf. *hispanica* Toutes ces espèces existent encore à la base de l'Aptien inférieur, à l'exception de *V. broennimanni*.

3 – Espèces apparues au Barrémien supérieur, dans l'intervalle transgressif de la séquence BA3 (zone à Darsi *pro parte* et base de la zone à Sartousiana) : *Paracoskinolina reicheli*, *Dictyoconus* sp. 1 A. A.-V., *Praedictyorbitolina carthusiana* et *Eopalorbitolina*

charollaisi qui n'atteignent pas la base de l'Aptien (rappelons que la présence de cette dernière est seulement probable dans ces niveaux alors qu'elle est certaine plus haut dans la zone à Feraudianus, § 5.1.1.), *Paleodictyoconus actinostoma* et *Cribellopsis neoelongata*, qui existent encore à l'Aptien inférieur.

4 – *Praedictyorbitolina claveli*, *Urgonina* cf. *apillensis*, *Urgonina* ? sp. 1 A. A.-V., *Valserina* ? *primitiva*, *Falsurgonina* cf. *pileola*, *Falsurgonina pileola*, *Cribellopsis schroederi*, *Paracoskinolina arcuata*, *Orbitolinopsis cuvillieri* et *Dictyoconus* ? *vercorii* apparaissent plus ou moins haut dans les Calcaires urgoniens inférieurs. Parmi ces espèces :

– *Paracoskinolina arcuata*, *Falsurgonina* cf. *pileola*, *Dictyoconus* ? *vercorii* et *Cribellopsis schroederi* existent également dans les Calcaires urgoniens inférieur du Vercors méridional, au-dessus de niveaux datés de la zone à Feraudianus (§ 3.1. et 5.1.) et sont donc représentatives du Barrémien supérieur ;

– *Falsurgonina pileola*, *Cribellopsis schroederi*, *Dictyoconus* ? *vercorii*, *Orbitolinopsis cuvillieri* et *Paracoskinolina arcuata* ont été décrites dans des couches datées de l'Aptien inférieur (couches inférieures à orbitolines).

Sur le plan séquentiel, *Praedictyorbitolina claveli* et *P. carthusiana* semblent, dans cette région, cantonnées à la séquence de dépôt BA3 de la base des Calcaires urgoniens inférieurs.

6. – LES CALCAIRES URGONIENS DU JURA SUISSE

Alors que les corrélations sont devenues aisées entre les massifs subalpins septentrionaux et le Jura méridional, il n'en est toujours pas de même entre cette dernière région et le Jura suisse, malgré les efforts consentis par de nombreux auteurs depuis plus d'une décennie [Arnaud-Vanneau et Masse, 1989 ; Zweidler, 1985 ; Clavel *et al.*, 1994 ; Charollais *et al.*, 1994 ; Blanc-Alétru, 1995].

Deux raisons principales expliquent ces difficultés : d'abord la rareté des orbitolinidés, ensuite la superposition des Calcaires urgoniens (selon notre définition), dont la base est constituée par des faciès bioclastiques, sur la Pierre jaune, elle aussi bioclastique et dont le sommet n'est toujours pas daté. Certes, un âge hauterivien supérieur leur a été récemment attribué par Schroeder [1994] et par Clavel *et al.* [1995], mais sans aucun argument significatif. Il est donc nécessaire d'établir l'inventaire des faunes recueillies et de comparer ces associations à celles des régions plus méridionales avant de discuter de leur âge.

6.1. Aspect stratigraphique et séquentiel

La nomenclature lithologique complexe de ce secteur a été commentée par Remane [1982 et 1989] et par Blanc-Alétru [1995]. Trois formations ont été historiquement reconnues de bas en haut dans l'intervalle Hauterivien-Barrémien :

- la **Marne bleue d'Hauterive** (Hauterivien inférieur, zones à *Radiatus* et à *Loryi*),
- la **Pierre jaune de Neuchâtel**, parfois subdivisée en deux par les **Marnes d'Uttings**,
- l'**Urgonien** qui a souvent été subdivisé en deux parties, l'**Urgonien inférieur** (= «Urgonien jaune») à la base et l'**Urgonien supérieur** (= «Urgonien blanc») au sommet.

Dans ce contexte, les marnes de la Russille ont une position qui est restée longtemps incertaine, mais que Zweidler [1985], Conrad et Masse [1989], Clavel *et al.* [1994b] puis Blanc-Alétru [1995] placent désormais vers le sommet de l'Urgonien jaune.

La partie supérieure de la Pierre jaune n'est pas datée mais appartient probablement encore à l'Hauterivien inférieur car toutes les ammonites trouvées dans le Jura suisse caractérisent ce sous-étage. Les plus récentes appartiennent à la zone à *Nodosoplicatum* (*Lyticoceras* sp. juv. des marnes des Uttings, Busnardo et Thieuloy [1989]). La microfaune, très rare, ne permet pas non plus de datation de sorte qu'il n'existe dans cette région aucun élément permettant d'étayer un âge hauterivien supérieur.

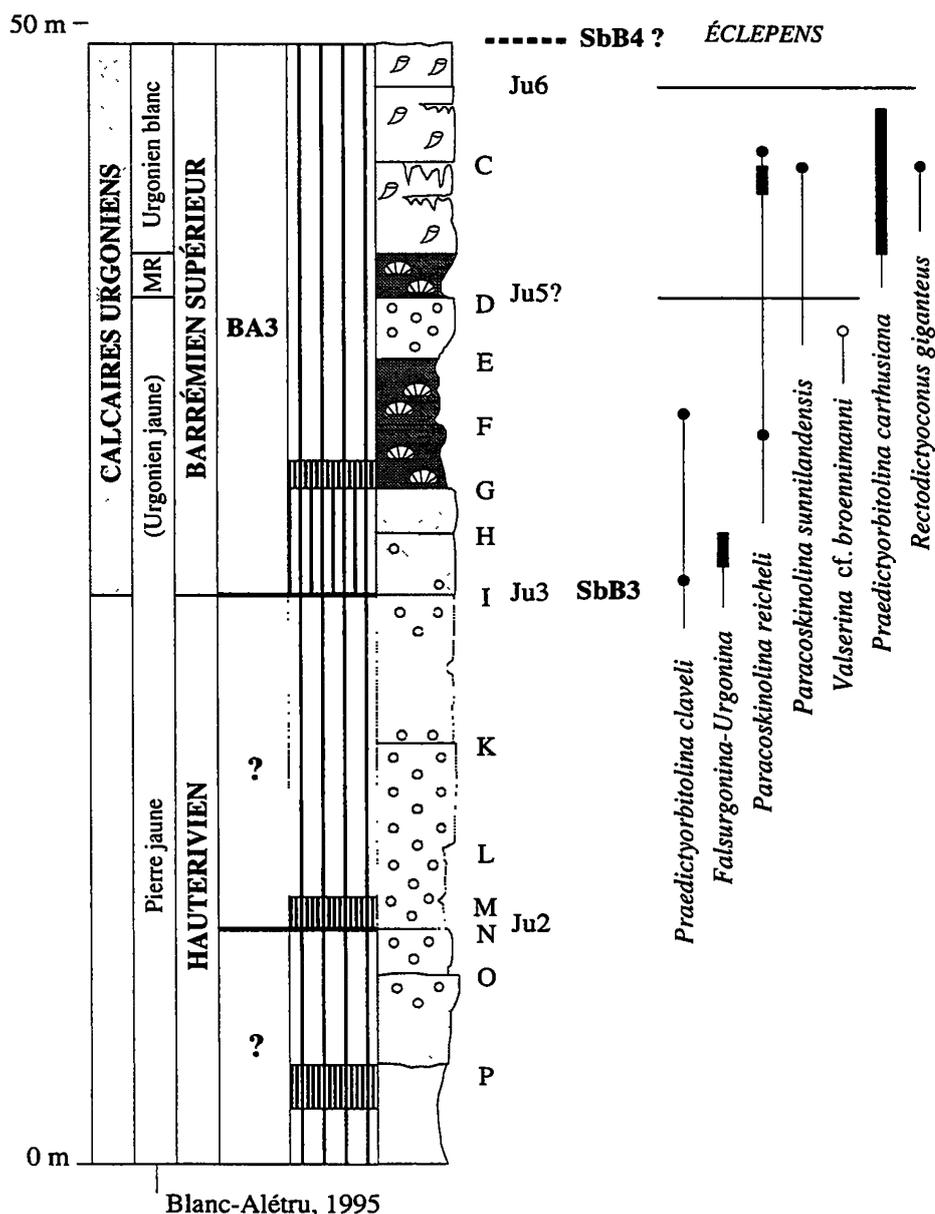


FIG. 33. - Répartition des orbitolinidés dans la coupe d'Eclépens [d'après Blanc-Alétru, 1995] et stratigraphie séquentielle. MR : marnes de la Russille.

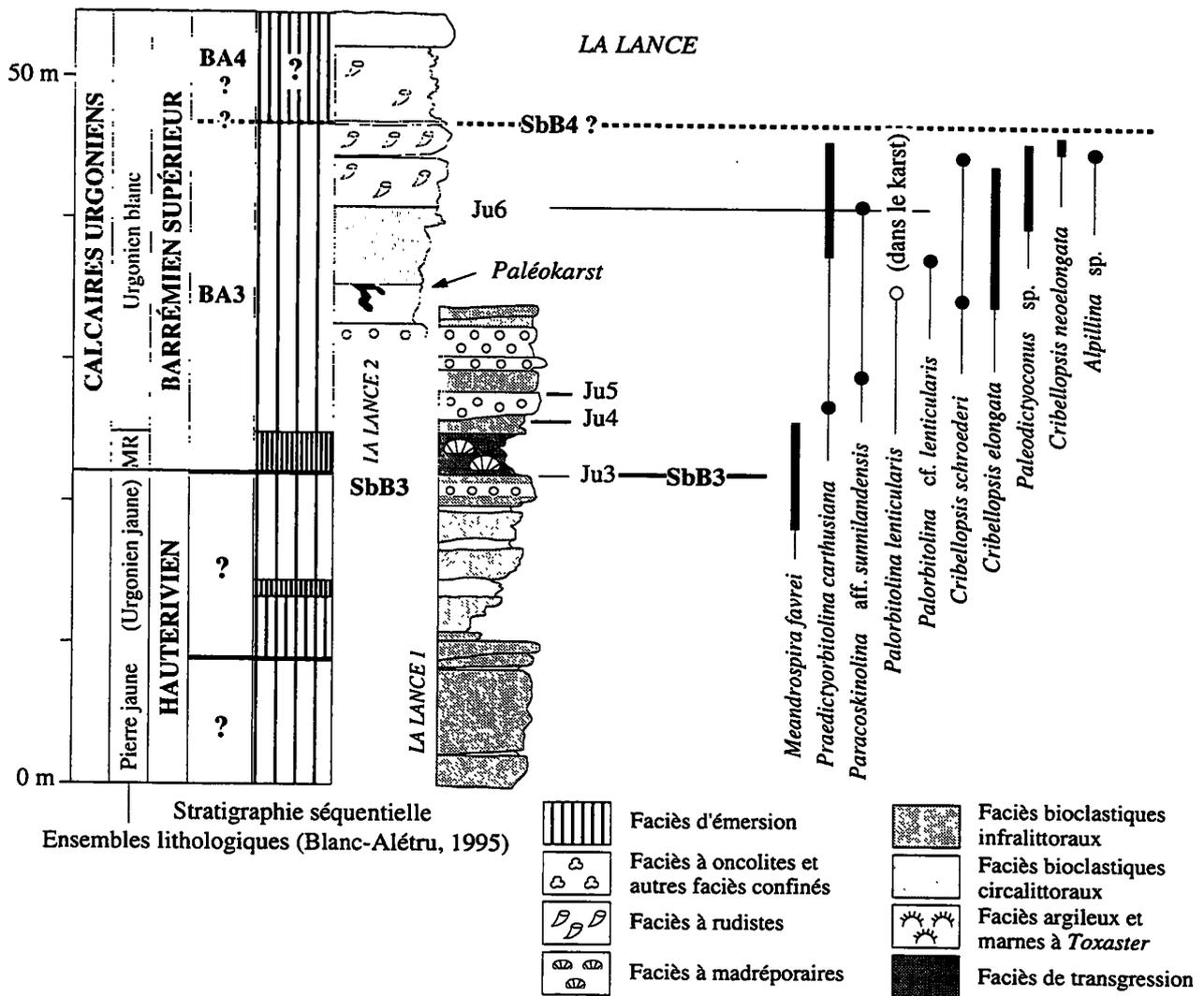


FIG. 34. – Répartition des orbitolinidés dans la coupe de La Lance [d'après Blanc-Alétru, 1995] et stratigraphie séquentielle. MR : marnes de la Russille. Le niveau correspondant probablement aux couches inférieures à orbitolines (intervalle transgressif de la séquence de dépôt AP1 est situé juste au-dessus du sommet de la coupe ; sa présence est marquée sur ce schéma par le remplissage mameux à Palorbitolines aptiennes du paléokarst). La limite Sbb4 n'est pas connue avec certitude.

Les marnes de la Russille surmontent la Pierre jaune. Sans entrer dans le détail de l'histoire et des discussions les concernant, nous adopterons ici l'opinion de Blanc-Alétru [1995] qui range dans ce membre les calcaires argileux grumeleux, souvent riches en madréporaires, situés entre la Pierre jaune ou l'Urgonien jaune d'une part et l'Urgonien blanc du Jura d'autre part. Elles renferment *Paracoskinolina reicheli* et *Praedictyorbitolina claveli* en plusieurs points, notamment dans la coupe d'Éclépens. Clavel *et al.* [1994b] citent aussi *P. claveli* et *Paleodictyoconus gr. cuvillieri* à la Russille où la localité-type de la première a été choisie par Schroeder [1994] 3 m au-dessus des marnes. Cette association *P. reicheli* - *P. claveli*, semblable à celle de la séquence BA3 des massifs subalpins septentrionaux, permet d'attribuer aux marnes de la Russille un âge Barrémien supérieur. L'importance des remaniements de la microfaune, la présence de blocs perforés et

remaniés, l'abondance des madréporaires permettent en outre d'interpréter ces marnes comme le sommet de l'intervalle transgressif et le maximum de transgression de la séquence BA3. L'abondance des madréporaires à ce niveau jusque dans la région de Neuchâtel, doit être parallélisée à ce qui s'observe plus au sud dans tous les massifs subalpins septentrionaux jusque dans le Vercors méridional où le maximum de développement de ces organismes s'observe justement de part et d'autre des marnes de Font Froide, maximum de transgression de la séquence BA3 daté de la zone à Sartousiana du Barrémien supérieur. Dans ce contexte, la limite de séquence Sbb3, qui est probablement fortement érosive, sépare les couches hauteriviennes des niveaux remaniés (marnes de la Russille), déposés au Barrémien supérieur et appartenant à la séquence de dépôt BA3. En conséquence, les faunes barrémiennes, elles aussi très

fréquemment usées et remaniées, peuvent y voisiner avec des éléments hauteriviens remaniés.

Les Calcaires urgoniens renferment des associations d'orbitolinidés très semblables d'une coupe à une autre. Parmi celles étudiées en détail par Blanc-Alétru [1995] et complétées depuis, la coupe d'Éclépens (fig. 33) a livré *Paracoskinolina reicheli*, *Praedictyorbitolina carthusiana*, *Paracoskinolina sunnilandensis*, *Rectodictyoconus giganteus* et quelques sections qui pourraient appartenir à *Praedictyorbitolina claveli* et *Valserina* cf. *broennimanni*. La coupe de La Lance (fig. 34), plus au nord, renferme *Praedictyorbitolina carthusiana*, *Cribellopsis elongata*, *Cribellopsis neolongata*, *Paracoskinolina sunnilandensis*, *Cribellopsis schroederi*, *Paleodictyoconus* sp. et une section de *Palorbitolina lenticularis*.

Aucune des espèces typiques du Barrémien inférieur ne s'y rencontre. Par contre, l'association de *Paracoskinolina reicheli*, *Cribellopsis neolongata* et *Praedictyorbitolina carthusiana* implique un âge barrémien supérieur. Dans la mesure où, dans le Vercors méridional, l'association des deux premières se rencontre seulement au-dessus des marnes de Font Froide, il est possible d'envisager que ce niveau appartienne au moins à la zone à Sartousiana.

Les associations d'ostracodes observées juste au-dessous ou dans les marnes de la Russille confirment plutôt cette attribution au Barrémien. En effet, Oertli, in Clavel *et al.* [1994b] signale :

- sous les marnes de la Russille, 10 espèces parmi lesquelles 3 sans intérêt stratigraphique, 2 de l'Hauterivien supérieur-Barrémien et 5 du Barrémien,
- dans les marnes de la Russille, 5 espèces parmi lesquelles 1 sans intérêt stratigraphique et 4 barrémiennes.

Dans ces conditions, il est pour le moins surprenant que Clavel *et al.* [1994b] affirment dans leur conclusion que les niveaux situés « de part et d'autre des marnes de la Russille... appartiennent tous à la partie moyenne de l'Hauterivien. »

Du point de vue séquentiel, les bancs situés au-dessus des marnes de la Russille constituent le prisme de haut niveau de la séquence BA3 car dans tous les massifs subalpins septentrionaux, *Praedictyorbitolina carthusiana* ne semble pas exister au-dessus de la limite SbB4. Il y a donc concordance entre les datations par les orbitolinidés et les corrélations séquentielles proposées à l'échelle régionale.

En conséquence, aucun niveau plus récent que ceux appartenant à la séquence BA3 ne peut être attesté dans le Jura suisse sur des arguments paléontologiques. Hormis dans la coupe de Vallorbe, la séquence BA4 semble totalement érodée dans cette région ou seulement représentée par les derniers bancs des coupes de La Lance et d'Éclépens. Dans ce contexte, les discontinuités observées dans les Calcaires urgoniens du Jura

représenteraient non pas des limites de séquences de dépôt, mais bien des limites de paraséquences.

L'émersion anté-aptienne, bien connue plus au sud dans le Vercors et soulignée ici par la présence d'un paléokarst dont le remplissage marneux contient des *Palorbitolina lenticularis* dans la coupe de La Lance [Bertschy, 1958 ; Charollais *et al.*, 1994], paraît responsable de l'érosion de la partie supérieure des Calcaires urgoniens dans le Jura suisse.

6.2. Remarque sur les Palorbitolines de La Lance

Une section avec appareil embryonnaire de *Palorbitolina lenticularis* (échantillon L114) a été citée par Arnaud et Arnaud-Vanneau [1991] dans la coupe de La Lance, puis décrite et figurée par Blanc-Alétru [1995, pl. VIII, fig. 3]. Très récemment, Schroeder [1997] a contesté cette section de *Palorbitolina lenticularis* et en a donné une figuration [*op. cit.*, pl. 1, fig. 3] sous le nom de *Paleodictyoconus cuvillieri*. Nous rejetons totalement ce point de vue et nous confirmons pour plusieurs raisons notre détermination antérieure.

Rappelons d'abord que, pour les orbitolinidés, la distinction générique doit être en premier lieu fondée sur des caractères structuraux simples et, en second lieu, sur les caractères de l'appareil embryonnaire, au moins lorsque ce dernier est complexe [Arnaud-Vanneau 1980]. Il est donc très étonnant que Schroeder [1997] puisse encore confondre une forme à piliers telle que *Paleodictyoconus* avec une forme à cloisons comme *Palorbitolina*. C'est pourtant bien le cas puisque la section incriminée de la lame L114 appartient clairement à une forme à cloisons, dont l'appartenance au genre *Palorbitolina* est en outre indiscutable en raison de la présence d'un appareil embryonnaire apical. Toujours sur le plan de la structure interne, Schroeder [1997], pour qui cette section appartiendrait à l'espèce *Paleodictyoconus cuvillieri*, souligne que « les éléments structuraux subdivisant la zone centrale des exemplaires figurés (c'est-à-dire les sections de la pl. 1, fig. 4, 5 et 6) montrent la même disposition et les mêmes dimensions que ceux de l'individu reproduit pl. 1, fig. 3 » (et qui est pour nous une section de *Palorbitolina lenticularis*). Là encore cette opinion est erronée car la comparaison, même sommaire, de ces sections montre que les éléments structuraux dont il est question ont en réalité des dimensions et une disposition totalement différentes dans les deux cas (de plus, les sections des figures 4, 5 et 6 n'appartiennent pas non plus à des *Paleodictyoconus cuvillieri*).

Enfin, Schroeder [1997] conteste la présence d'un appareil embryonnaire et le confond avec un « simple trou qui doit son origine à une dissolution partielle du test. » Parce qu'il est difficile d'admettre une dissolution de la seule partie apicale du test et pour étayer son interprétation, Schroeder signale la présence, par exemple

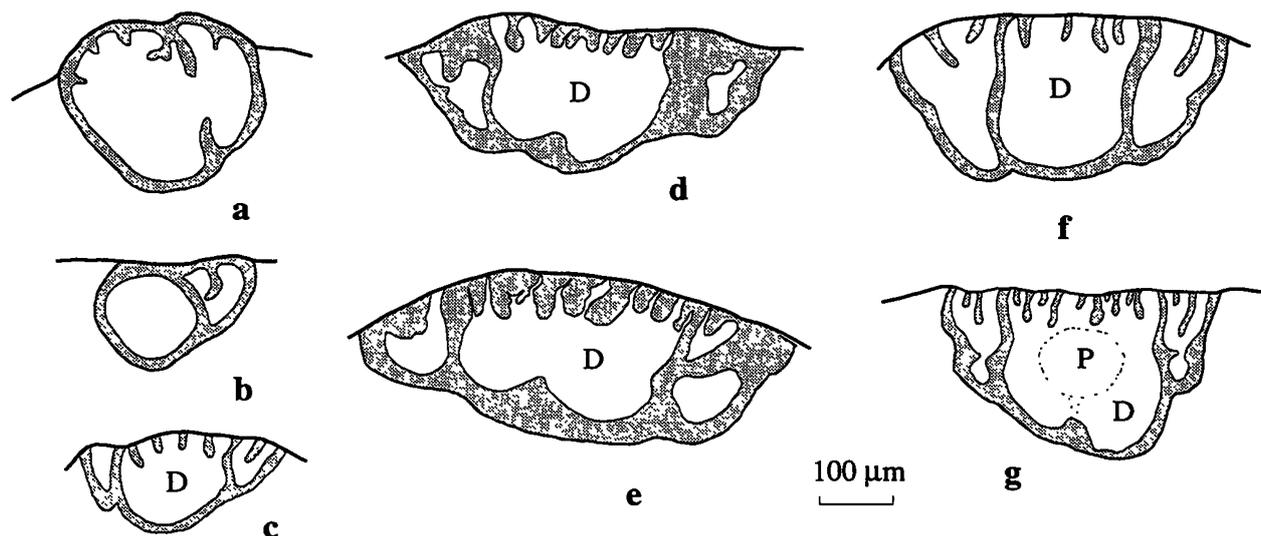


FIG. 35. — Sections axiales d'appareils embryonnaires d'*Eopalorbitolina charollaisi* et de *Palorbitolina lenticularis*. a, *E. charollaisi*, section axiale, échantillon G463, coupe de Combe Male au Serre de la Baume, au-dessus des marnes de la Bégùère (zone à Feraudianus). b, *E. charollaisi*, section axiale, échantillon K622, les Rancs de Charles, au-dessus des marnes de la Bégùère (zone à Feraudianus). c, *P. lenticularis*, section axiale, même échantillon que précédemment (K622, les Rancs de Charles). d, *P. lenticularis*, section oblique, échantillon CHCC2, Chaud Clavier, entre les marnes de Font Froide et les marnes de la Bégùère, limite des zones à Sartousiana et Feraudianus [Blanc-Alétru, 1995, pl. VIII, fig. 4]. e, *P. lenticularis*, section oblique, échantillon L114, coupe de La Lance [Blanc-Alétru, 1995, pl. VIII, fig. 3 ; *Paleodictyoconus cuvillieri* in Schroeder, 1997, pl. 1, fig. 3]. f, *P. lenticularis*, échantillon M820, Gorges du Nant, couches inférieures à orbitolines, Aptien inférieur. g, *P. lenticularis*, section axiale, échantillon C3828, l'Achard, couches inférieures à orbitolines, Aptien inférieur. P, proloculus ; D, deutero-loculus.

dans les sections de la pl. 1, fig. 5, de cavités de dissolution formant des espaces vides et arqués à la limite entre la zone marginale et la zone centrale. Contrairement à son opinion, ces cavités n'ont rien à voir avec le prétendu « trou » en position apicale précédemment discuté. En effet, ces cavités sont dues très clairement à la dissolution (lyse) au moment de la reproduction des parois calcitiques entre les zones centrale et marginale. Cette dissolution *in vivo* respecte la zone marginale, d'où sa localisation à la limite des zones marginale et centrale, mais n'affecte jamais l'appareil embryonnaire. Ces cavités ne peuvent en aucun cas avoir l'aspect ou se situer dans la position d'un appareil embryonnaire.

En ce qui concerne l'appareil embryonnaire de l'échantillon L114 de La Lance, nous soulignerons en outre les trois faits suivants (fig. 35).

1. La section figurée d'abord par Blanc-Alétru [1995, pl. VIII, fig. 3], puis par Schroeder [1997, pl. 1, fig. 3] est une section oblique tangentielle passant par l'apex d'où l'aspect général des planchers et le surépaississement apparent des cloisons. Elle est, dans ces conditions, particulièrement caractéristique de la base de l'appareil embryonnaire de *Palorbitolina lenticularis*. Ses dimensions, comme son aspect général, sont très semblables à celles des appareils embryonnaires des *Palorbitolina lenticularis* observées dans les couches datées de la zone à Feraudianus du Vercors méridional

(prisme de haut niveau de la séquence BA3) et dont une figuration a été publiée par Blanc-Alétru [1995, pl. VIII, fig. 4].

2. L'appareil embryonnaire de *Palorbitolina lenticularis* est normalement légèrement dissymétrique [Arnaud-Vanneau, 1969], aspect qui est encore accentué par l'obliquité de la section L114 (fig. 35). Dans ce contexte, la disposition légèrement excentrée de l'appareil embryonnaire, soulignée par Schroeder pour rejeter notre détermination, résulte seulement de l'obliquité de la section.

3. L'anneau périembryonnaire de la section L114, recoupé très obliquement, est bien sûr différent de l'aspect en section axiale, bien visible sur la figure 1 de Schroeder [1997] ou sur la figure 34f et g, comme cela avait été détaillé par Arnaud-Vanneau [1969]. Tel quel, il est très caractéristique d'une section oblique tangentielle.

En conclusion, la présence de *Palorbitolina lenticularis* dans la coupe de La Lance infirme, certes, l'appartenance des Calcaires urgoniens du Jura suisse à l'Hauterivien supérieur. Par contre, elle est tout à fait compatible avec l'attribution de ces niveaux à la séquence de dépôt BA3 du Barrémien supérieur, d'abord en raison des similitudes qui existent entre son appareil embryonnaire et celui des spécimens de Chaud Clavier (Forêt de Lente, Vercors méridional), ensuite par son association avec *Praedictyorbitolina carthusiana*.

6.3. Conclusion : les corrélations séquentielles

L'appartenance, à laquelle nous sommes maintenant contraints, des Calcaires urgoniens du Jura suisse au prisme de haut niveau de la séquence BA3 permet une comparaison intéressante avec les coupes du Jura méridional et des massifs subalpins septentrionaux (fig. 36 et 37). Cinq aspects principaux seront soulignés.

1. L'épaisseur du prisme de haut niveau de la séquence BA3 est relativement constante dans les massifs subalpins septentrionaux et le Jura, soulignant ainsi que la première transgression du Barrémien supérieur s'est effectuée sur une surface relativement plane à l'échelle régionale et que la remontée du niveau relatif de la mer a été rapide et importante (probablement plusieurs dizaines de mètres). Le début du rejeu des grandes failles régionales est donc postérieur à cet épisode, confirmant ainsi l'opinion de Arnaud [1981].

2. Les faciès bioclastiques sont prépondérants dans ce cortège sédimentaire depuis le Vercors jusqu'au Jura neuchâtelois. Les faciès à rudistes n'apparaissent qu'au sommet du prisme de haut niveau, et encore pas partout compte tenu de l'érosion de sa partie supérieure pendant l'émersion liée à la limite de séquence SbB4. Ces constatations traduisent aussi l'importance de la transgression et de l'espace disponible qu'il a fallu combler. Une telle disposition explique en outre le développement à l'échelle régionale des niveaux oolitiques et/ou à madréporaires dans le prisme de haut niveau de la séquence BA3.

3. Le caractère agrasant des Calcaires urgoniens inférieurs semble clair dans le Jura, bien que les coupes soient de plus en plus incomplètes vers le nord. En effet, rien n'indique que l'épaisseur de la séquence BA4 puisse être inférieure au Rocher des Hirondelles par rapport à La Chambotte. La disparition plus au nord de la partie supérieure de cette séquence ne semble donc pas correspondre à une diminution progressive des épaisseurs mais plutôt à une troncature due à une érosion anté-aptienne. Comme souvent, la diminution de l'épaisseur globale vers l'intérieur de la plate-forme ne résulte pas d'une diminution de l'épaisseur niveau par niveau mais de l'importance croissante des érosions et des lacunes stratigraphiques.

4. L'érosion aptienne paraît très importante, soulignée dans le Jura comme dans le Vercors par des paléokarsts à remplissages aptiens. Elle est liée d'abord à l'abaissement important du niveau de la mer constaté à deux niveaux (Aptien basal, limite SbA1 ; Aptien inférieur sommital, limite SbA2) comme le montrent la présence de prismes de bas niveau sur la bordure de la plate-forme (Montagne de Belle Motte, fig. 24) et l'existence de très grandes vallées incisées dans le Vercors [Arnaud-Vanneau, 1980 ; Arnaud-Vanneau et Arnaud, 1990]. Elle est probablement liée ensuite à un basculement généralisé de cette partie de la marge européenne de la Téthys, ce qui permet la troncature des couches sous-jacentes.

5. La limite de séquence SbB3, à la base des Calcaires urgoniens, tronque à l'échelle régionale les couches hauteriviennes sous-jacentes dont l'âge est de plus en plus récent vers le sud, c'est-à-dire vers l'extérieur de la plate-forme [Arnaud et Arnaud-Vanneau, 1991].

7. - CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Le Vercors méridional est le seul secteur de la plate-forme urgonienne subalpine et jurassienne caractérisé par l'intercalation de bancs à ammonites dans d'épaisses successions très riches en orbitolinidés (fig. 38). C'est pourquoi les progrès considérables réalisés ces dernières années sur la biostratigraphie des ammonites du Barrémien nous permettent maintenant de préciser la répartition stratigraphique des principaux taxons d'orbitolinidés (fig. 39). Ces répartitions sont sans ambiguïté pour le Barrémien inférieur et le Barrémien supérieur, aussi bien pour sa partie inférieure (jusqu'à la zone à Sartousiana) qui correspond aux Calcaires de Glandasse (séquences de dépôt BA1, BA2 et BA3) que pour sa partie supérieure constituant les Calcaires urgoniens inférieurs du Vercors méridional (séquences de dépôt BA3, BA4 et BA5). Elles sont également tout à fait claires pour l'Aptien inférieur, daté ou encadré par des niveaux à ammonites de cet âge (couches inférieures à orbitolines, Calcaires urgoniens supérieurs et couches supérieures à orbitolines), qui correspond aux séquences de dépôt AP1 et AP2. Par contre, en raison de l'absence totale d'ammonites dans les Calcaires urgoniens inférieurs qui affleurent depuis le nord du Vercors jusqu'au Jura neuchâtelois, il n'est pas possible d'être aussi affirmatif pour les datations exactes, donc pour les répartitions stratigraphiques des espèces qu'ils renferment et qui sont inconnues ou trop rares plus au sud. Nous attribuons cependant à ce membre un âge Barrémien supérieur élevé (zones à Feradianus, Giraudi et Sarasini) pour au moins trois raisons : 1) les corrélations séquentielles réalisées d'une coupe à une autre depuis le Diois jusqu'au Jura neuchâtelois, 2) l'examen détaillé des affleurements et notamment des falaises urgoniennes ceinturant le Vercors, qui ne montrent aucune progradation régulière des Calcaires urgoniens entre la vallée de l'Isère au nord et le Diois au sud, mais au contraire une disposition générale agrastante et transgressive, 3) la constatation que la plupart des espèces présentes dans les Calcaires urgoniens inférieurs sont soit apparues dans le Barrémien supérieur (sommet des Calcaires de Glandasse et Calcaires urgoniens inférieurs du Vercors méridional), soit décrites et figurées dans l'Aptien inférieur alors que les formes typiques du Barrémien inférieur y sont totalement absentes.

Sur un plan général, les répartitions stratigraphiques des orbitolinidés du Jura et des massifs subalpins septentrionaux (fig. 39) sont de l'ordre d'un demi-étage au moins pour la plupart des espèces. Certaines d'entre elles semblent avoir une répartition beaucoup plus courte mais, dans ces cas, la précision apparente est trompeuse car il s'agit en réalité soit de formes rares, soit de simples stades d'évolution qui ne devraient probablement pas avoir un rang spécifique. En outre, dans le cas de deux espèces issues l'une de l'autre dans la même lignée évolutive, l'intervalle de répartition concomitante est le plus souvent assez long.

Pour l'essentiel, les orbitolinidés du Barrémien et de l'Aptien inférieur se répartissent en cinq groupes, qui permettent de définir des associations caractéristiques bien que la plupart des taxons montrent une durée de vie importante, d'au moins un demi-étage.

1 – Les espèces qui apparaissent au Barrémien inférieur : *Alpillina antiqua*, *Paracoskinolina sunnilandensis*, *Urgonina alpillensis protuberans*, *Paleodictyoconus* sp. 1 A. A.-V., *Cribellopsis elongata*, *Cribellopsis thieuloyi*, *Valserina* sp. 1 A. A.-V., *Orbitolinopsis debelmasi*, *Paracoskinolina ? jourdanensis*, *Paleodictyoconus cuvillieri*, *Orbitolinopsis ? inflata* et *Orbitolinopsis flandrini*. Dans le sud du Vercors et le Diois oriental, pratiquement toutes ces espèces sont connues dès la base des Calcaires de Glandasse et sont attestées dès le sommet de la zone à Mazuca. Il est donc très possible qu'elles apparaissent dès le Barrémien basal, voire à l'Hauterivien supérieur, ce qui reste à prouver. *Orbitolinopsis flandrini*, *Cribellopsis elongata* et les formes évoluées d'*Orbitolinopsis debelmasi* existent encore jusqu'à la zone à Sartousiana (et peut-être la base de la zone à Feraudianus ?) du Barrémien supérieur. *Paracoskinolina sunnilandensis* est connue jusqu'à l'Aptien inférieur. Toutes les autres espèces sont cantonnées au Barrémien inférieur.

2 – Les espèces qui apparaissent au Barrémien inférieur, dans ou au-dessus des marnes de Fontaine Graillère datées de la zone à Compressissima *sensu* Vermeulen [1995] : *Urgonina alpillensis*, *Paleodictyoconus* sp. 2 A. A.-V., *Valserina broennimanni*, *Paleodictyoconus* gr. *cuvillieri-actinostoma*, *Paracoskinolina maynci* et *Paracoskinolina ? cf. hispanica*. La plupart de ces espèces sont connues jusqu'au Barrémien terminal et même, pour les deux dernières, jusqu'à l'Aptien inférieur.

3 – Les espèces qui apparaissent au Barrémien supérieur (sommet de la zone à Darsi, zone à Sartousiana), dans des niveaux plus ou moins élevés mais situés sous les marnes de Font Froide, maximum de transgression de la séquence de dépôt BA3 : *Dictyoconus* sp. 1 A. A.-V., *Falsurgonina* sp. 1 A. A.-V., *Cribellopsis neolongata*, *Praedictyorbitolina carthusiana*, *Paracoskinolina reicheli*, *Paleodictyoconus actinostoma* et *Rectodictyoconus* cf. *giganteus*. On peut ranger dans ce groupe *Eopalorbitolina charollaisi* et, probable-

ment aussi, *Palorbitolina lenticularis* qui sont connues avec certitude dans la zone à Feraudianus, mais dont des sections sans appareil embryonnaire appartenant à l'une ou l'autre de ces espèces se rencontrent dès la zone à Sartousiana. Toutes ces espèces dont l'apparition est attestée dans les niveaux datés du Vercors sud sont également bien connues dans les Calcaires urgoniens inférieurs des massifs subalpins septentrionaux et du Jura. *Paracoskinolina reicheli*, *Cribellopsis neolongata*, *Paleodictyoconus actinostoma* et *Rectodictyoconus ? giganteus* existent également jusque dans l'Aptien inférieur et *P. lenticularis* jusqu'au sommet de ce sous-étage.

4 – Les espèces connues et abondantes dans l'Aptien inférieur, mais qui existent déjà dans les Calcaires urgoniens inférieurs du Vercors méridional, parfois dès leur base, et dont l'apparition se situe dans le Barrémien supérieur, soit au sommet de la zone à Feraudianus, soit plus haut, dans la zone à Sarasini : *Palorbitolina lenticularis*, *Cribellopsis schroederi*, *Falsurgonina* cf. *pileola*, *Orbitolinopsis cuvillieri* et *Paracoskinolina arcuata*. On peut y ajouter *Dictyoconus ? vercorii*, *Urgonina* sp. 1 A. A.-V. et *Falsurgonina pileola* qui se rencontrent avec les précédentes dans les Calcaires urgoniens inférieurs du Vercors septentrional et des autres massifs subalpins septentrionaux.

5 – Les espèces qui apparaissent à l'Aptien inférieur (surtout des représentants du genre *Orbitolinopsis*), mais ne sont connues à ce jour ni dans l'Aptien basal, ni dans le Barrémien supérieur : *Dictyoconus ? aff. vercorii*, *Orbitolinopsis buccifer*, *Orbitolinopsis kiliani*, *Orbitolinopsis briacensis* et *Orbitolinopsis pygmaea*.

Reste le problème de la répartition stratigraphique et de la signification de *Praedictyorbitolina claveli*, *Praedictyorbitolina carthusiana*, *Valserina primitiva*, *Valserina broennimanni*, *Eopalorbitolina charollaisi* [= *Valserina charollaisi* de Schroeder, 1993] et *Alpillina antiqua* [= *Palorbitolina turbinata* de Schroeder, 1993] qui se rencontrent surtout dans les Calcaires urgoniens inférieurs. Selon Schroeder [1993] et Clavel *et al* [1994a], ces espèces appartiendraient à deux lignées évolutives (*P. claveli* - *P. carthusiana* - *D. ichnusae* d'une part, *V. primitiva* - *V. broennimanni* - *V. charollaisi* - *P. turbinata* - *P. lenticularis* d'autre part) dont les espèces apparaîtraient successivement entre l'Hauterivien supérieur et le Barrémien supérieur. Cette hypothèse est infondée tant sur le plan structural (qui fera l'objet d'une autre publication) que stratigraphique. En effet, parmi ces espèces, *D. ichnusae* est encore inconnue dans cette région, *A. antiqua* s'observe seulement au Barrémien inférieur, *V. broennimanni* apparaît dans la zone à Compressissima de Vermeulen [1995b], *P. carthusiana* au Barrémien supérieur, probablement dans la zone à Sartousiana, *E. charollaisi* et *P. lenticularis* sont attestées au Barrémien supérieur dans la zone à Feraudianus mais apparaissent probablement plus bas, dans la zone à Sartousiana (fig. 3). Aucune

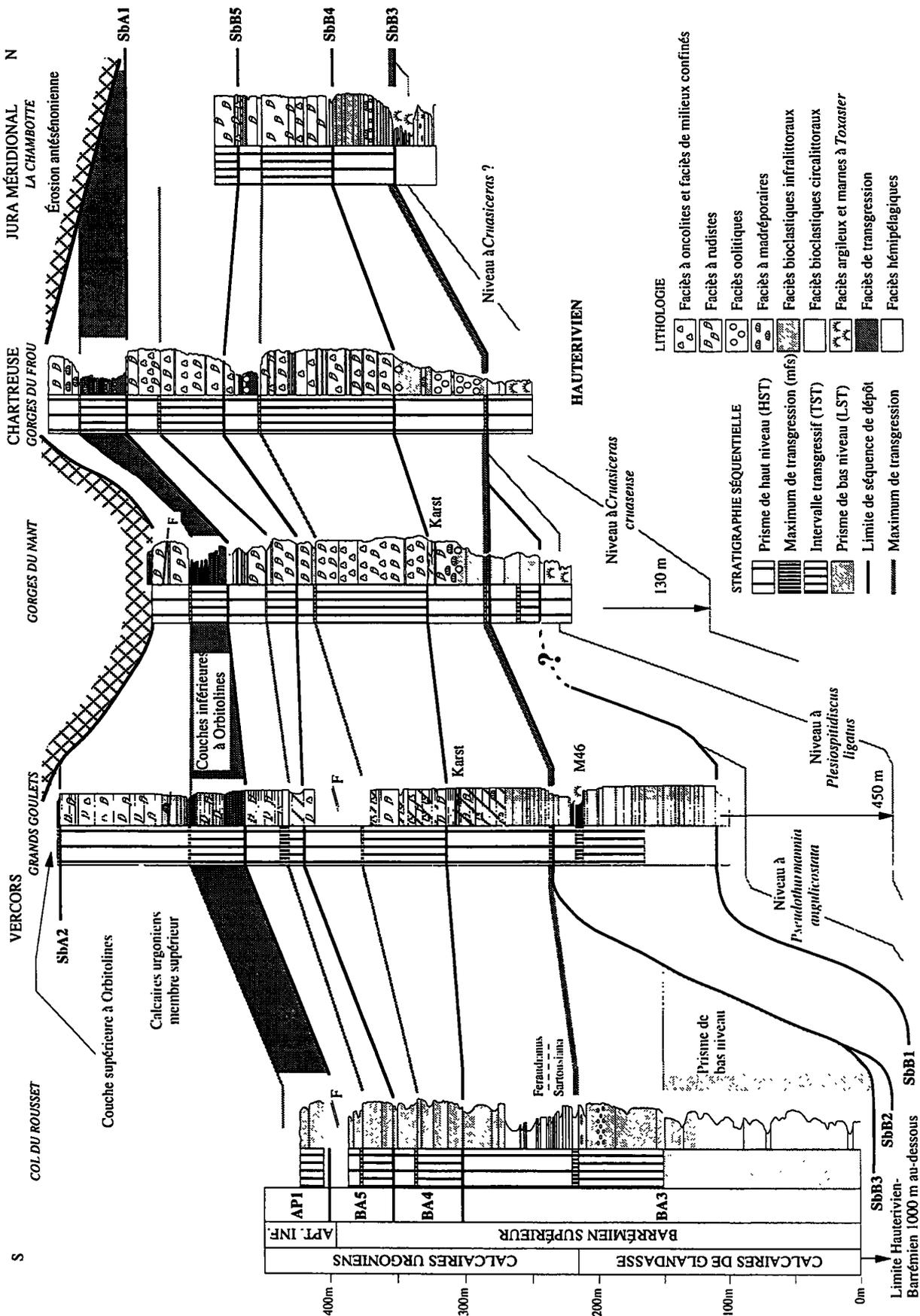


FIG. 36. - Corrélation des coupes des Calcaires urgoniens entre le Col de Rousset (Vercors méridional) et La Chambotte (Jura méridional). Notez le caractère général agrandant du membre inférieur des Calcaires urgoniens (prisme de haut niveau de la séquence BA3, séquences BA4 et BA5) qui se traduit ici par des épaisseurs relativement comparables sur une centaine de kilomètres (les variations d'épaisseur connues le long de la faille de l'Isère [Arnaud-Vanneau, 1980] ne sont pas représentées ici ; elles feront l'objet d'une publication ultérieure). Les grands systèmes de vallées incisées liés aux limites de séquences de dépôt SBA1 et SBA2 ne sont pas représentés. La limite SBB4 correspond régionalement à une surface d'émergence et de paléokarstification. La partie basale des calcaires de la coupe des Grands Goulets a été attribuée à la séquence de dépôt BA1 ; elle pourrait tout aussi bien correspondre à la séquence de dépôt BA2 (voir texte). La partie supérieure de la coupe de La Chambotte n'a pas été levée, mais elle affleure dans le chaînon jusqu'au-dessus des couches inférieures à Orbitolines. Pour l'Hauterivien, seuls quelques niveaux repères à ammonites ont été ébauchés, dans l'attente d'une étude plus détaillée.

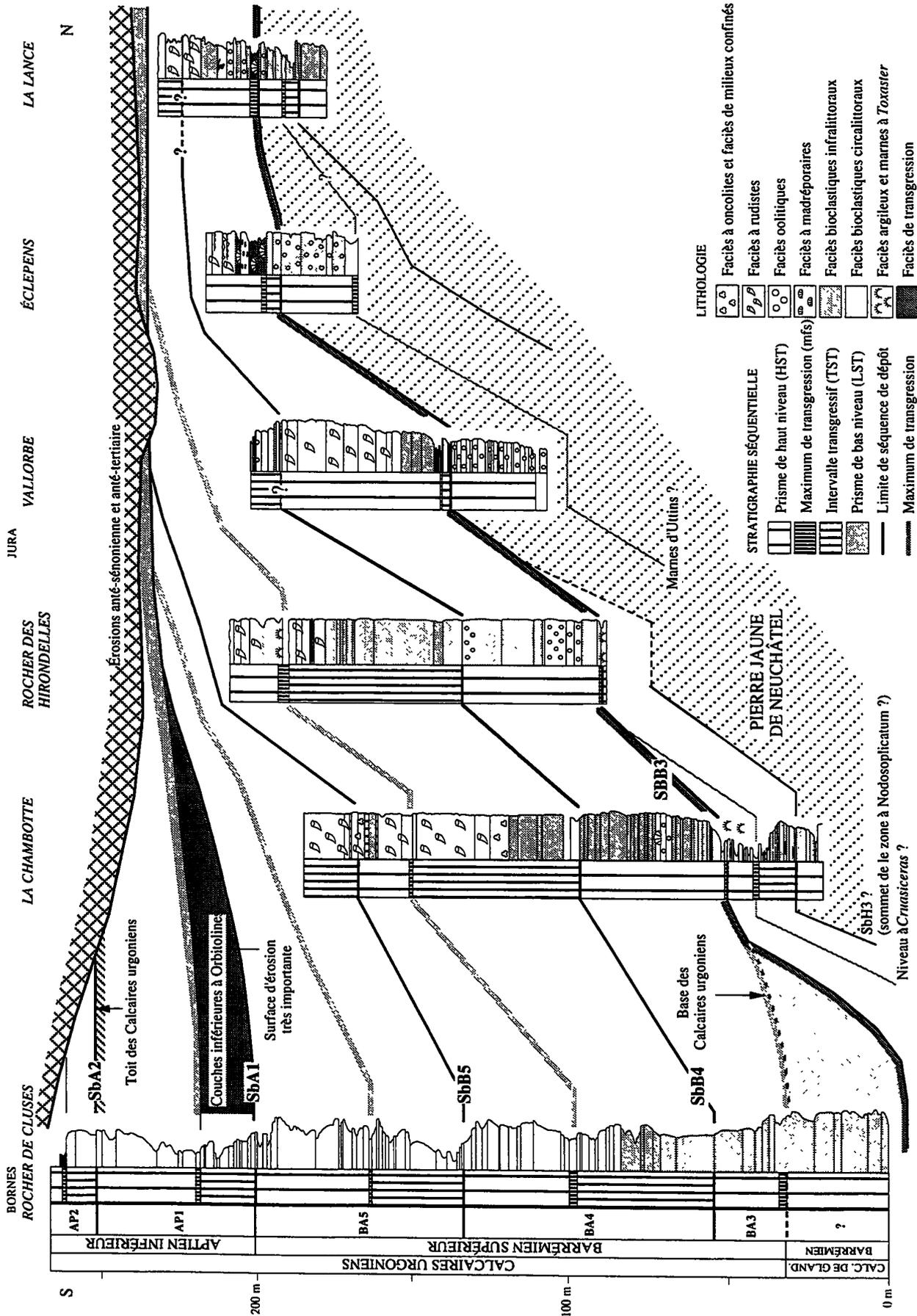


FIG. 37. - Corrélation des coupes des Calcaires urgoniens entre Cluses (massif des Bomes) et le Jura neuchâtois (coupe de La Lance). La grande surface d'érosion qui correspond à la limite de séquence de dépôt Sba1 est probablement due à l'importante chute du niveau relatif de la mer qui précède la transgression de l'Aptien basal (couches inférieures à Orbitoline) ; dans le nord-est du Diois, cette chute du niveau de la mer est attestée par la présence du grand prisme de bas niveau de la Montagne de Belle Motte (fig. 24). Dans le Jura, la diminution d'épaisseur des calcaires urgoniens semble due essentiellement à cette surface d'érosion et non pas à des variations d'épaisseur des séquences de dépôt, ce qui s'observe bien pour la séquence BA3 dont la puissance reste sensiblement constante d'une coupe à une autre (une autre possibilité, non représentée ici, serait de privilégier l'érosion du sommet de l'Aptien inférieur). La partie supérieure de la coupe de La Chambotte n'a pas été levée, mais elle affleure dans le chaînon jusqu'au-dessus des couches inférieures à Orbitoline. Vers le sud, le Barrémien commence à se compléter par des calcaires bioclastiques, situés sous le maximum de transgression de la séquence BA3, et appartenant pour cela à la formation des Calcaires de Glandasse. Sous les Calcaires urgoniens, les dépôts hauteriviens ont été schématisés, dans l'attente d'une étude complémentaire. Coupe de Cluses d'après Wermeille [1996], coupes de La Chambotte et du Rocher des Hirondelles modifiées d'après Viéban [1983], coupe d'Éclépens et coupe synthétique de La Lance d'après Blanc-Alétru [1995].

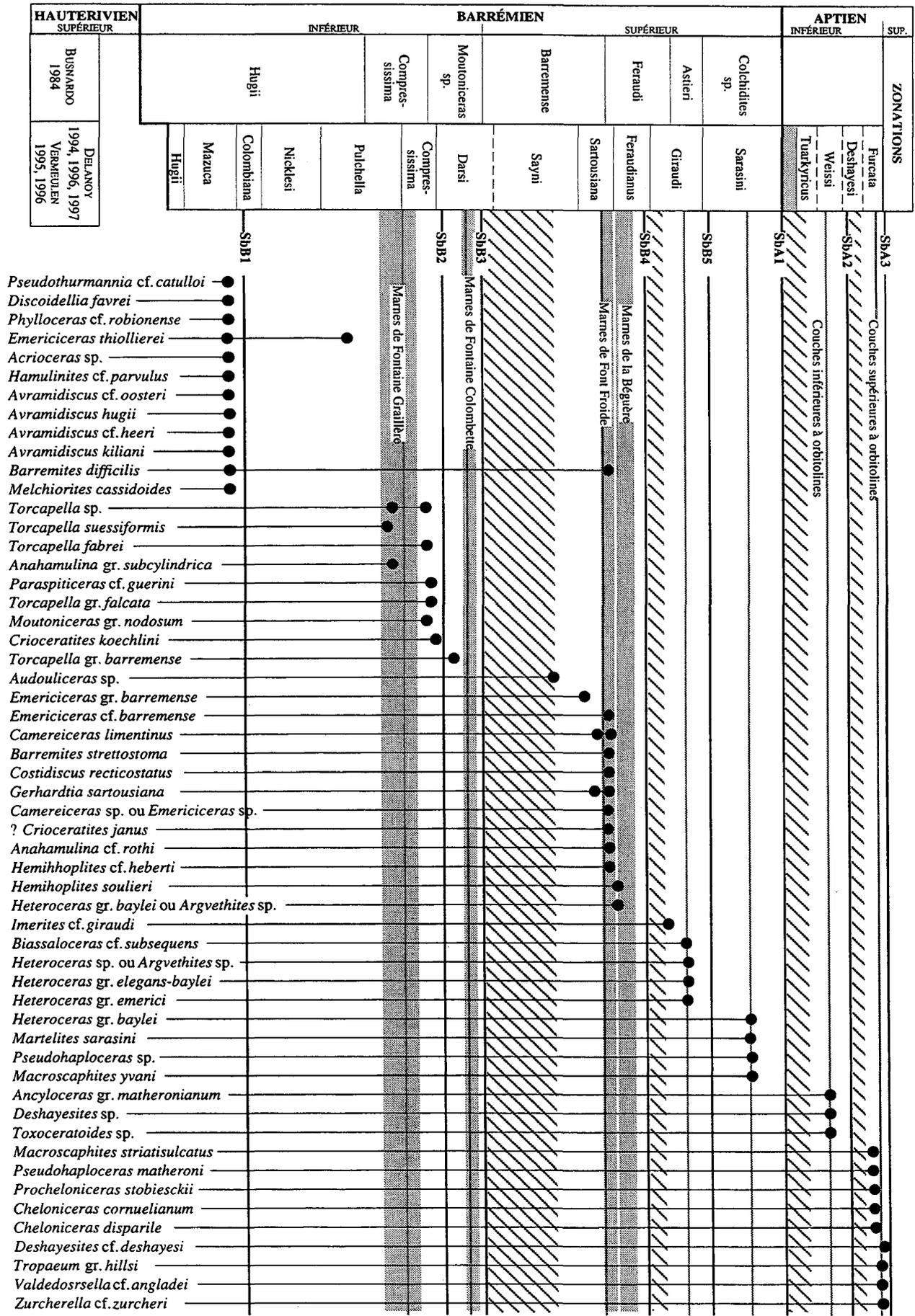


FIG. 38. – Répartition des principales espèces d’ammonites dans quelques coupes du Vercors (coupes de la Montagnette, des environs du Col de Rousset, du Pas de la Couronne, de la Révolte et des couches à Orbitolines). En pointillé : principaux niveaux mameux (les mames du Pas de l’Essaure, non figurées, se situent au sommet de la zone à Mazuca). En hachures obliques : lacunes dans les carbonates de plate-forme.

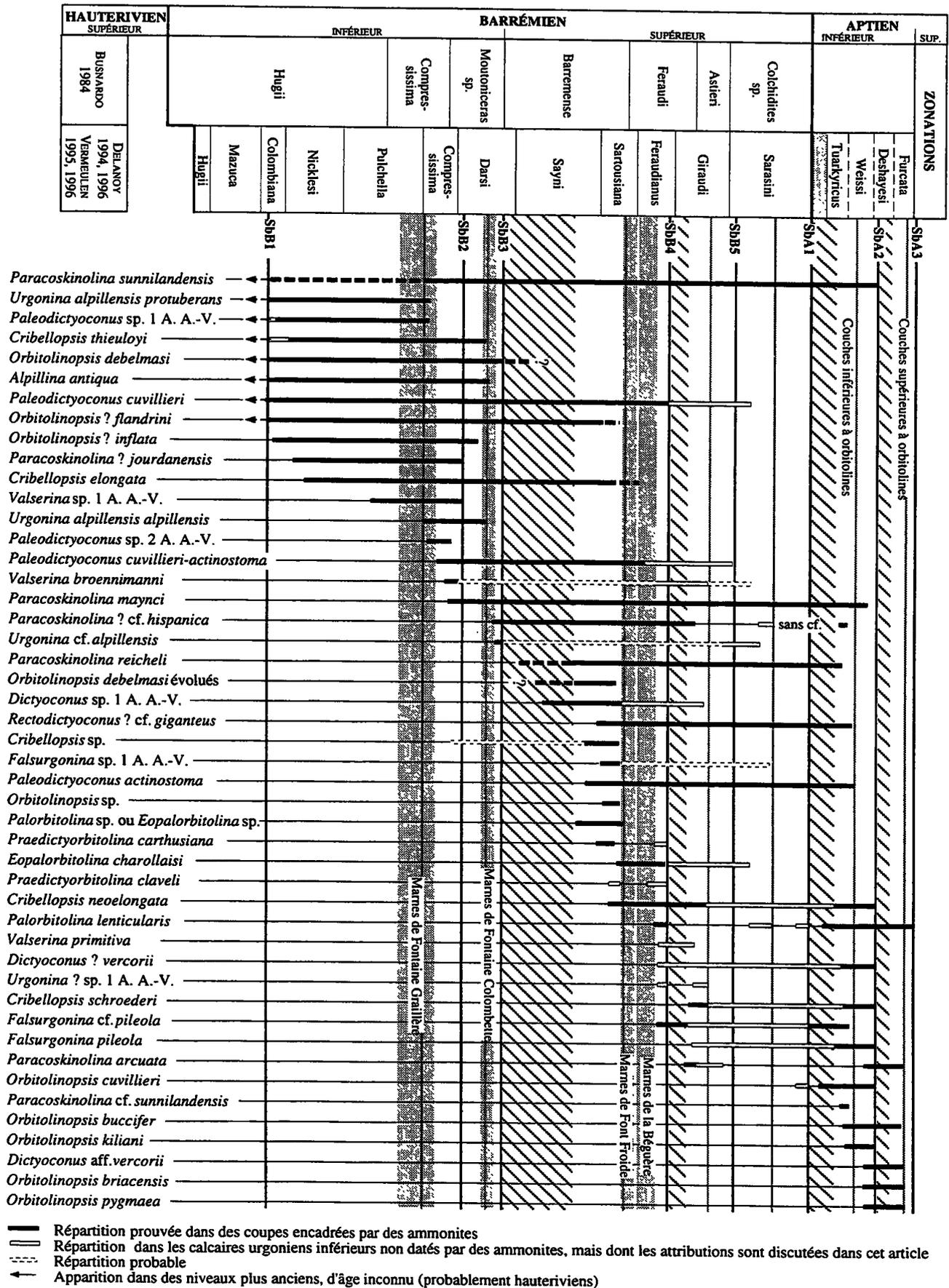


FIG. 39. — Répartition des principales espèces d'orbitolinidés dans les coupes des massifs subalpins septentrionaux. En pointillé : principaux niveaux marneux (les marnes du Pas de l'Essaure, non figurées, se situent à la limite des zones à Mazuca et à Colombiana). En hachures obliques : lacunes dans les carbonates de plate-forme. Une distinction est figurée entre les répartitions précisément étayées par encadrement et celles qui correspondent à des attributions jusqu'ici non datées par des ammonites (membre inférieur des Calcaires urgoniens du Vercors septentrional au Jura neuchâtelois).

donnée stratigraphique précise n'existe pour *P. claveli* et *V. primitiva*. Leur association à *P. reicheli*, *P. carthusiana*, *V. broennimanni* et *E. charollaisi* dans la séquence de dépôt BA3 des Calcaires urgoniens inférieurs implique qu'elles se rencontrent aussi dans le Barrémien supérieur. Rien n'étaye donc l'apparition successive de ces espèces selon le schéma proposé par Schroeder [1993], puis par Clavel *et al* [1994a].

En définitive, le cadre stratigraphique rénové et précisé que nous proposons, fondé sur des éléments

qu'il est difficile d'ignorer, permet de rétablir la clarté sur les répartitions des principales espèces d'orbitolinidés représentées dans cette région. Il n'en demeure pas moins vrai qu'il est nécessaire de compléter les acquis, décrire la douzaine d'espèces jusqu'ici peu connues faute d'un matériel de qualité, préciser les caractères structuraux internes et définir les stades d'évolution au sein des différentes espèces ou lignées. C'est ce travail qui est en cours et dont les premiers résultats seront prochainement publiés.

Références

- ARNAUD H. (1981). – De la plate-forme urgonienne au bassin vocontien : Le Barrémo-Bédoulien des Alpes occidentales entre l'Isère et le Buëch (Vercors méridional, Diois oriental et Dévoluy). *Géologie Alpine*, Grenoble, Mém. H.S. 12, 804 p.
- ARNAUD H., ARNAUD-VANNEAU A., BLANC E. & BULOT L. (1993). – The Urgonian platform and its Margin. ODP Leg 143 post-cruise meeting field trip. *Géologie Alpine*, sér. sp. 3, 59-104.
- ARNAUD H., ARNAUD-VANNEAU A., ARGOT M. & CARRIO E. (1995). – Sequence stratigraphy in a carbonate setting, platform to basin section of the Urgonian platform (Lower Cretaceous, Vercors Plateau), Glandasse Plateau to Isère valley, Southern France. 1995 AAPG International Conference and Exhibition, Field Trip Notes. Trip 2. 124 p., 92 fig.
- ARNAUD H. & ARNAUD-VANNEAU A. (1991). – Les calcaires urgoniens des Massifs subalpins septentrionaux et du Jura (France) : âge et discussion des données stratigraphiques. *Géologie Alpine*, Grenoble, 67, 63-79.
- ARNAUD-VANNEAU A. (1969). – Quelques précisions concernant l'appareil embryonnaire du genre *Palorbitolina* Schroeder. *Revue de Micropaléontologie*, Paris, 12, 1, 16-20.
- ARNAUD-VANNEAU A. (1980). – Micropaléontologie, paléocologie et sédimentologie d'une plate-forme carbonatée de la marge passive de la Téthys : l'Urgonien du Vercors septentrional et de la Chartreuse (Alpes occidentales). *Géologie Alpine*, Grenoble, Mém. H.S. n°10, 874 p.
- ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD H. & THIEULOUY J.-P. (1976). – Bases nouvelles pour la stratigraphie des calcaires urgoniens du Vercors (Massifs subalpins septentrionaux, France). *Newsl. Stratigr.*, Berlin-Stuttgart, 5, 2/3, 143-159.
- ARNAUD-VANNEAU A. & MASSE J.-P. (1989). – Les foraminifères benthiques des formations carbonatées de l'Hauterivien-Barrémien *pro parte* du Jura vaudois et neuchâtelois (Suisse). *Mém. Soc. neuchâtel. Sc. Nat.*, XI, 257-276.
- ARNAUD-VANNEAU A. & ARNAUD H. (1990). – Hauterivian to Lower Aptian carbonate shelf sedimentation and sequence stratigraphy in the Jura and Northern sub-alpine Chains (Southeastern France and Swiss Jura). in Carbonate Platform. *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, 9, 203-233.
- ARNAUD-VANNEAU A. & CARRIO E. (1994). – Reservoir aspects in relationship with Sequence Boundaries in Carbonate Platform. In A. Mascle ed., Hydrocarbon and Petroleum Geology of France, Springer-Verlag, Berlin. *Sp. Publ. European Ass. Petrol. Geosc.*, 4, 321-323.
- BERTSCHY R. (1958). – Geologie der Kreide und Molasse in der Umgebung von Grandson (Kt. Waadt). *Eclogae geol. Helv.*, 51, 2, 217-263.
- BLANC-ALÉTRU M.-C. (1995). – Importance des discontinuités dans l'enregistrement sédimentaire de l'Urgonien jurassien. Micropaléontologie, sédimentologie, minéralogie et stratigraphie séquentielle. *Géologie Alpine*, Grenoble, Mém. H.S. n° 24, 299 p.
- BLONDEL T., CHAROLLAIS J., CLAVEL B., SCHROEDER R., MOJON P.-O. & MONTEIL E. (1986). – Jura méridional et chaînes subalpines. Livret guide excursion n°1, Benthos'86. *Dept. Géol. Pal.*, Univ. Genève, Sér. Guides géol., 5, 107 p., Genève.
- BULOT L.G. (1995). – Les formations à ammonites du Crétacé inférieur dans le Sud-Est de la France (Berriasien à Hauterivien) : biostratigraphie, paléontologie et cycles sédimentaires. Thèse du Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris, 397 p.
- BULOT L.G., THIEULOUY J.-P., BLANC E. & KLEIN J. (1992). – Le cadre stratigraphique du Valanginien supérieur et de l'Hauterivien du Sud-Est de la France : définition de biochronozones et caractérisation de nouveaux biohorizons. *Géologie Alpine*, Grenoble, 68, 13-56.
- BÜRGL H. (1956). – Catalogo de las ammonitas de Colombia, parte I, *Pulchelliidae*. *Bol. Geol.*, Bogota, 4, 1, 119 p.
- BUSNARDO R. (1965a). – Le stratotype du Barrémien. I, Lithologie et Macrofaune, in Colloque sur le Crétacé inférieur (Lyon, Septembre 1963). *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, Paris, 34, 101-116.
- BUSNARDO R. (1965b). – Rapport sur l'étage Barrémien. *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, Paris, 34, 161-169.
- BUSNARDO R. (1984). – Echelles stratigraphiques du Crétacé inférieur, Ammonites, in Synthèse géologique du Sud-Est de la France. (Eds. Debrand-Passard S. et al.) *Mém. Bull. Rech. Géol. Min.*, Orléans, 125, 291-293.
- BUSNARDO R. (1970). – *Torcapella*, nouveau genre d'ammonites du Barrémien inférieur. *Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, 37, 85-131.
- BUSNARDO R. & THIEULOUY J.-P. (1989). – Les ammonites de l'Hauterivien jurassien : révision des faunes de la région du stratotype historique de l'étage Hauterivien. *Mém. Soc. neuchâtel. Sc. Nat.*, XI, 101-147.
- BUSNARDO R., CLAVEL B., CHAROLLAIS J. & SCHROEDER R. (1991). – Le passage Hauterivien-Barrémien au Mont Aiguille (Vercors, France) : biostratigraphie et interprétation séquentielle. *Revue de paléobiologie*, Genève, 10, 2, 359-364.
- BUSNARDO R., CLAVEL B. & CHAROLLAIS J. (1994). – Le « Pas de Pré Coquet » (Vercors septentrional, France) : révision des faunes, conclusions stratigraphiques. *Pub. Dép. Géol. Paléont. Univ. Genève*, 14, 81-99.
- CASEY R. (1961). – The stratigraphical palaeontology of the Lower Greensand. *Paleontology*, London, 3, 4, 487-621.
- CAUS E., GARCIA-SENZ J., RODES D. & SIMO A. (1990). – Stratigraphy of the Lower Cretaceous (Berriasian-Barremian) sediments in the Organya basin, Pyrenees, Spain. *Cretaceous Research*, London, 11, 203-209.
- CELLIER S. (1996). – Étude de la coupe du Col de Rousset : inventaire de la faune, reconstitution des paléoenvironnements et stratigraphie séquentielle. *Mém. Univ. Grenoble 1*, 31 p. (inédit).
- CHARTROUSSE A. & MASSE J.-P. (1998). – *Offneria simplex* nov. sp. (rudiste, Caprinidae) du Barrémien du Sud-Est de la France et de Cuba. Implications sur la biostratigraphie et l'évolution du genre *Offneria*. *Bull. Soc. géol. France*, 169, 6, 841-850.
- CLAVEL B., CHAROLLAIS J., SCHROEDER R. & BUSNARDO R. (1987). – Données biostratigraphiques nouvelles sur l'apparition des faciès urgoniens du Jura au Vercors. *Eclogae geol. Helv.*, 80, 1, 59-68.
- CLAVEL B., BUSNARDO R., CHAROLLAIS J. & SCHROEDER R. (1993). – Biostratigraphie, lithostratigraphie et organisation séquentielle de la plate-forme urgonienne, du Jura suisse au SE de la France. Rapport interne, Total, 255 p.
- CLAVEL B., SCHROEDER R., CHAROLLAIS J. & BUSNARDO R. (1994a). – Biozonation de l'Hauterivien supérieur et du Barrémien inférieur en domaine de plate-forme carbonatée. *Pub. Dép. Géol. Paléont. Univ. Genève*, 14, 1-14.
- CLAVEL B., CHAROLLAIS J., SCHROEDER R., OERTLI H. & BUSNARDO R. (1994b). – Révision de « l'Aptien » de Boveresse et nouvelle attribution chronostratigraphique de l'Urgonien du Jura neuchâtelois et vaudois. *Pub. Dép. Géol. Paléont. Univ. Genève*, 14, 25-56.

- CLAVEL B., CHAROLLAIS J., SCHROEDER R. & BUSNARDO R. (1995). – Réflexions sur la biostratigraphie du Crétacé inférieur et sur sa complémentarité avec l'analyse séquentielle : exemple de l'Urgonien jurassien et subalpin. *Bull. Soc. géol. France*, **166**, 6, 663-680.
- COQUAND H. (1862). – Sur la convenance d'établir dans le groupe inférieur de la formation crétacée un nouvel étage entre le Néocomien proprement dit (couches à *Toxaster complanatus* et à *Ostrea coulouxi*) et le Néocomien supérieur (étage Urgonien de d'Orbigny). *Bull. Soc. géol. France*, Paris, **19**, p. 635.
- CONRAD M. A. (1969). – Les calcaires urgoniens dans la région entourant Genève. Thèse Univ. Genève, Imprimerie Birkhäuser, Bâle, 79 p.
- CONRAD M. A. & MASSE J.-P. (1989). – Corrélation des séries carbonatées de l'Hauterivien et du Barrémien p. p. dans le NW vaudois (Suisse). *Mém. Soc. neuch. Sci. nat.*, Neuchâtel, **XI**, 307-322.
- DELANOY G. (1990). – Précisions nouvelles sur « *Emericiceras collignoni* Thomel (Ammonoidea, Ancyloceratina) et proposition d'un nouveau schéma zonal dans le Barrémien supérieur du Sud-Est de la France. *C. R. Acad. Sci. Paris*, série II, **311**, 254-264.
- DELANOY G. (1994). – Les zones à Feraudianus, Giraudi et Sarasini du Barrémien supérieur de la région stratotypique d'Angles-Barrême-Castellane (Sud-Est de la France). *Géologie Alpine*, Mém. H.S. **20**, 279-319.
- DELANOY G. (1995). – About some ammonites from the Lower Aptian (Bedoulian) of the Angles-Barrême area (South-East France). *Mem. Descr. Carta Geol. d'It.*, **51**, 65-101.
- DELANOY G. (1997). – Biostratigraphie des faunes d'Ammonites à la limite Barrémien-Aptien dans la région d'Angles-Barrême-Castellane. Etude particulière de la famille des *Heteroceratina* Spath, 1922 (Ancyloceratina, Ammonoidea). *Ann. Muséum Hist. Nat. Nice*, **XII**, 325 p.
- DELANOY G. (1997). – Biostratigraphie haute résolution du Barrémien supérieur du Sud-Est de la France. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **325**, 689-694.
- DELANOY G., BUSNARDO R., ROPOLO P., GONNET G., CONTE G., MOULLADE M. & MASSE J.-P. (1997). – The « Pseudocrioceras beds » at La Bédoule (SE France) and the position of the Barremian-Aptian boundary in the historical lower Aptian stratotype. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **325**, 593-599.
- HOEDEMAEKER P.J. (1994). – Ammonite distribution around the Hauterivian-Barremian boundary along the Río Argos (Caravaca, SE Spain). *Géologie Alpine*, Mém. H.S. **20**, 219-277.
- HOEDEMAEKER P.J. & BULOT L. (1990). – Preliminary ammonite zonation of the Lower Cretaceous of the Mediterranean region. *Géologie Alpine*, Grenoble, **66**, 123-127.
- HOEDEMAEKER P.J., COMPANY M. et al. (1993). – Ammonite zonation for the Lower Cretaceous of the Mediterranean region ; basis for the stratigraphic correlations within IGCP-Project 262. *Revista Española de Paleontología*, Madrid, **8**, 1, 117-120.
- HUNT D. & TUCKER M. (1993). – Sequence stratigraphy of carbonate shelves with an example from the mid-Cretaceous (Urgonian) of southeast France. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, **18**, 307-341.
- JACQUIN T., ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD H., RAVENNE C. & VAIL P.R. (1991). – Systems tracts and depositional sequences in a carbonate setting : study of continuous outcrops from platform to basin at the scale of seismic lines. *Marine and Petroleum Geology*, Amsterdam, **8**, 2, 122-139.
- KILIAN W. (1888). – Description géologique de la Montagne de Lure (Basses-Alpes). Thèse Paris, 460 p.
- KILIAN W. (1895). – Réunion extraordinaire de la Société géologique de France dans la Montagne de Lure et les environs de Sisteron. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, **XXIII**, 659-803.
- LAFARGE D. (1978). – Etude géologique du plateau de Saint-Remèze, Ardèche. Stratigraphie, cartographie, sédimentologie, tectonique. Thèse 3^è cycle, Lyon, 119 p.
- MOJON P.-O. & MÉDUS J. (1990). – Précisions biostratigraphiques sur l'« urgonien » des chaînes subalpines septentrionales du Sud-Est de la France et mise en évidence de *Cypridea gigantissima*, un nouvel ostracode lacustre de l'Aptien inférieur. *Arch. Sc. Genève*, **43**, 3, 429-452.
- MOJON P.-O. (1996). – Précisions sur l'intervalle Valanginien-Barrémien de la biozonation des Charophytes du Crétacé inférieur du Maestrazgo (Chaîne ibérique orientale, Espagne) et sur la biozonation des Charophytes de l'intervalle Jurassique supérieur-Crétacé de l'Europe occidentale. *Géologie Alpine*, Grenoble, **72**, 61-99.
- ORBIGNY A. (D') (1847-1849). – Paléontologie française. Terrains crétacés IV. Masson ed. Paris.
- REMANE J. (1982). – Die Kreide des Neuenburger Juras. *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, Stuttgart, N.F. **64**, 47-59.
- REMANE J. (1989). – The historical type Hauterivian of the Jura mountains : original definition, actual concept, lithostratigraphic subdivision. *Mém. Soc. neuch. Sci. nat.*, Neuchâtel, **XI**, 9-18.
- SCHROEDER R. (1993). – Evolution du genre *Valserina* Schroeder et al. 1968 et l'origine des Palorbitolines (Foraminifera). *Paläont. Z.*, Stuttgart, **67**, 3/4, 245-251.
- SCHROEDER R. (1994). – Description de *Praedictyorbitolina claveli* n. sp., Orbitolinide (Foraminifera) de l'Hauterivien supérieur du Jura neuchâtelois et vaudois. *Pub. Dép. Géol. Paléont. Univ. Genève*, **14**, 15-24.
- SCHROEDER R. (1997). – Remarques sur une prétendue association de *Palorbitolina lenticularis/Valserina broennimanni* dans le Jura neuchâtelois. *Eclogae geol. Helv.*, **90**, 263-267.
- SCHROEDER R., CONRAD M.-A. & CHAROLLAIS J. (1967). – Sixième note sur les Foraminifères du Crétacé inférieur de la région genevoise. Contribution à l'étude des Orbitolinidae : *Valserina brönnimanni* Schroeder & Conrad, n. gen., n. sp. ; *Paleodictyoconus barremianus* (Moullade) et *Paleodictyoconus cuvillieri* (Foury). *Arch. Sc. Genève*, **20**, 2, 199-222.
- SCHROEDER R. & CONRAD M.-A. (1967). – Huitième note sur les foraminifères du Crétacé inférieur de la région genevoise. *Eopalorbitolina charollaisi*, n. gen., n. sp., un Orbitolinidé nouveau du Barrémien à faciès urgonien. *C. R. des Séances, Soc. Phys. Hist. nat. Genève*, NS, **2**, 3, 145-162.
- SCHROEDER R., CHAROLLAIS J. & CONRAD M.-A. (1969). – Neunter Beitrag über die Foraminiferen der Unterkreide der Gegend von Genf. Weitere Studien an Orbitoliniden des Urgons. *Arch. Sc. Genève*, **22**, 1, 91-104.
- SCHROEDER R., BUSNARDO R., CLAVEL B. & CHAROLLAIS J. (1989). – Position des couches à *Valserina brönnimanni* Schroeder et Conrad (Orbitolinidés) dans la biozonation du Barrémien. *C. R. Acad. Sci. Paris*, série II, **309**, 2093-2100.
- SCHROEDER R., CLAVEL B. & CHAROLLAIS J. (1990). – *Praedictyorbitolina carthusiana* n. gen. n. sp., Orbitolinidé (Foraminifera) de la limite Hauterivien-Barrémien des Alpes occidentales. *Paläont. Z.*, Stuttgart, **64**, 3/4, 193-202.
- THIEULOY J.-P. & GIROD J.-P. (1964). – L'Aptien et l'Albien fossilifère du synclinal d'Autrans (Vercors septentrional). *Trav. Lab. géol. Univ. Grenoble*, **40**, 92-111.
- THIEULOY J.-P. & GIROD J.-P. (1965). – Nouvelles données sur l'Albien de la Chartreuse et du Vercors. *Trav. Lab. géol. Univ. Grenoble*, **41**, 141-162.
- THIEULOY J.-P. (1979). – *Matheronites limentinus* n. sp. (Ammonoidea) espèce-type d'un horizon repère Barrémien supérieur du Vercors méridional (Massif subalpin français). *Géobios*, Lyon, Mém. sp. **3**, 305-317.
- TRABOLD G.L. (1996). – Development of the Urgonian limestones in the Delphino-Helvetian realm. (Northern Subalpine Chains, Haute-Savoie, France). Sedimentology, Sequence Stratigraphy and Biostratigraphy. *Pub. Dép. Géol. Paléont. Univ. Genève*, **20**, 187 p.

- VERMEULEN J. (1995a). – Nouvelle tripartition de la famille des *Pulchelliidae* (*Ammonoidea*) illustrée par la description de trois espèces des Alpes de Haute Provence. *Riviera scientifique*, Nice, 12, 65-90.
- VERMEULEN J. (1995b). – Nouvelle biozonation du Barrémien basée sur la famille des *Pulchelliidae* (*Ammonoidea*). *Géologie Alpine*, Grenoble, 71, 199-211.
- VERMEULEN J. (1996). – Origine, classification et évolution des *Pulchelliinae* (Douville 1911) *emend* Vermeulen 1995 (*Pulchelliidae*, *Endemocerataceae*, *Ammonoidea*). *Géologie Alpine*, Grenoble, 72, 101-115.
- VIÉBAN F. (1983). – Installation et évolution de la plate-forme urgonienne (Hauterivien à Bédoulien) du Jura méridional aux Chaînes subalpines (Ain, Savoie, Haute-Savoie). Sédimentologie, minéralogie, stratigraphie et paléogéographie. Thèse Univ. Grenoble, 293 p.
- WERMEILLE S. (1996). – Etude sédimentologique, minéralogique et micropaléontologique des Calcaires urgoniens de la région subalpine (Savoie, France). Diplôme Univ. Neuchâtel, 130 p.
- VIRLOUVET B. (1997). – Étude géologique et modélisations sismiques d'une coupe de la bordure méridionale de la plate-forme urgonienne du Vercors (France); contribution à la caractérisation sismique de réservoirs carbonatés. Thèse Université Grenoble I, 189 p.
- ZWEIDLER D. (1985). – Genèse des gisements d'asphalte des formations de la Pierre Jaune de Neuchâtel et des calcaires urgoniens du Jura (Jura neuchâtelois et nord vaudois, Suisse). Thèse Univ. Neuchâtel, inédite, 107 p.

Planche 1

- Fig. 1 – *Plesiospitidiscus* gr. *ligatus* (D'ORBIGNY), n° ID 10550, Hauterivien supérieur, zone à *Ligatus*, Gorges du Nant, niveau 521, Isère. x 1.
- Fig. 2 – *Plesiospitidiscus ligatus* (D'ORBIGNY), n° ID 10551, Hauterivien supérieur, Echevis, route des Grands Goulets, point coté 535 m, Drôme. x 1.
- Fig. 3 – *Plesiospitidiscus* gr. *ligatus* (D'ORBIGNY), n° ID 10552, Hauterivien supérieur, zone à *Ligatus* ?, Gorges du Nant, niveau 523, Isère. x 1.
- Fig. 4 – *Pseudothurmannia* cf. *catulloi* (PARONA), n° ID 10553, Hauterivien supérieur, zone à *Angulicostata auct.*, Pas de l'Essaure, banc K437 (gisement Fa, Arnaud, 1981), Isère. x 1.
- Fig. 5 – *Discoïdellia favrei* (OOSTER), n° ID 10554, Barrémien inférieur, banc F180, Pas de l'Essaure, Isère. x 1.
- Fig. 6 – *Avramidiscus* cf. *heeri* (OOSTER), n° ID 10555, Barrémien inférieur, banc F180, Pas de l'Essaure, Isère. x 1.
- Fig. 7 et 8 – *Avramidiscus hugii* (OOSTER), n° ID 10556, Barrémien inférieur, banc F180, Pas de l'Essaure, Isère. x 1.
- Fig. 9 – *Avramidiscus kiliani* (PAQUIER), forme primitive, n° ID 10557, Barrémien inférieur, banc F180, Pas de l'Essaure, Isère. x 1.
- Fig. 10 et 11 – *Avramidiscus* cf. *heeri* (OOSTER), n° ID 10558, Barrémien inférieur, banc F180, Pas de l'Essaure, Isère. x 1.
- Fig. 12 – *Avramidiscus* cf. *oosteri* (SARASIN & SCHÖNDELMAYER), n° ID 10559, Barrémien inférieur, banc F180, Pas de l'Essaure, Isère. x 1.
- Fig. 13 – *Holcodiscus fallax* (COQUAND in MATHERON), n° ID 10560, Barrémien inférieur, banc K400, chemin de Menée au Col de Porte, Drôme. x 1.
- Fig. 14 – *Holcodiscus fallax* (COQUAND in MATHERON), n° ID 10561, Barrémien inférieur, banc K400, chemin de Menée au Col de Porte, Drôme. x 1.
- Fig. 15 – *Holcodiscus* cf. *perezianus* (D'ORBIGNY), n° ID 10562, Barrémien inférieur, banc K400, chemin de Menée au Col de Porte, Drôme. x 1.
- Fig. 16 – *Holcodiscus nodosus* KARAKASCH, n° ID 10563, Barrémien inférieur, banc K400, chemin de Menée au Col de Porte, Drôme. x 1.
- Fig. 17 – *Nicklesia* cf. *pulchella* (D'ORBIGNY) ou *Kotetishvilia* cf. *compressissima* (D'ORBIGNY), n° ID 10564, Barrémien inférieur, banc K400, chemin de Menée au Col de Porte, Drôme. x 1.
- Fig. 18 – *Torcapella suessiformis* BUSNARDO, n° ID 10565, Barrémien inférieur, coupe de la Montagnette, éch. F179, marnes inférieures de Fontaine Graillère, Drôme. x 1.

Tous les spécimens : coll. Arnaud

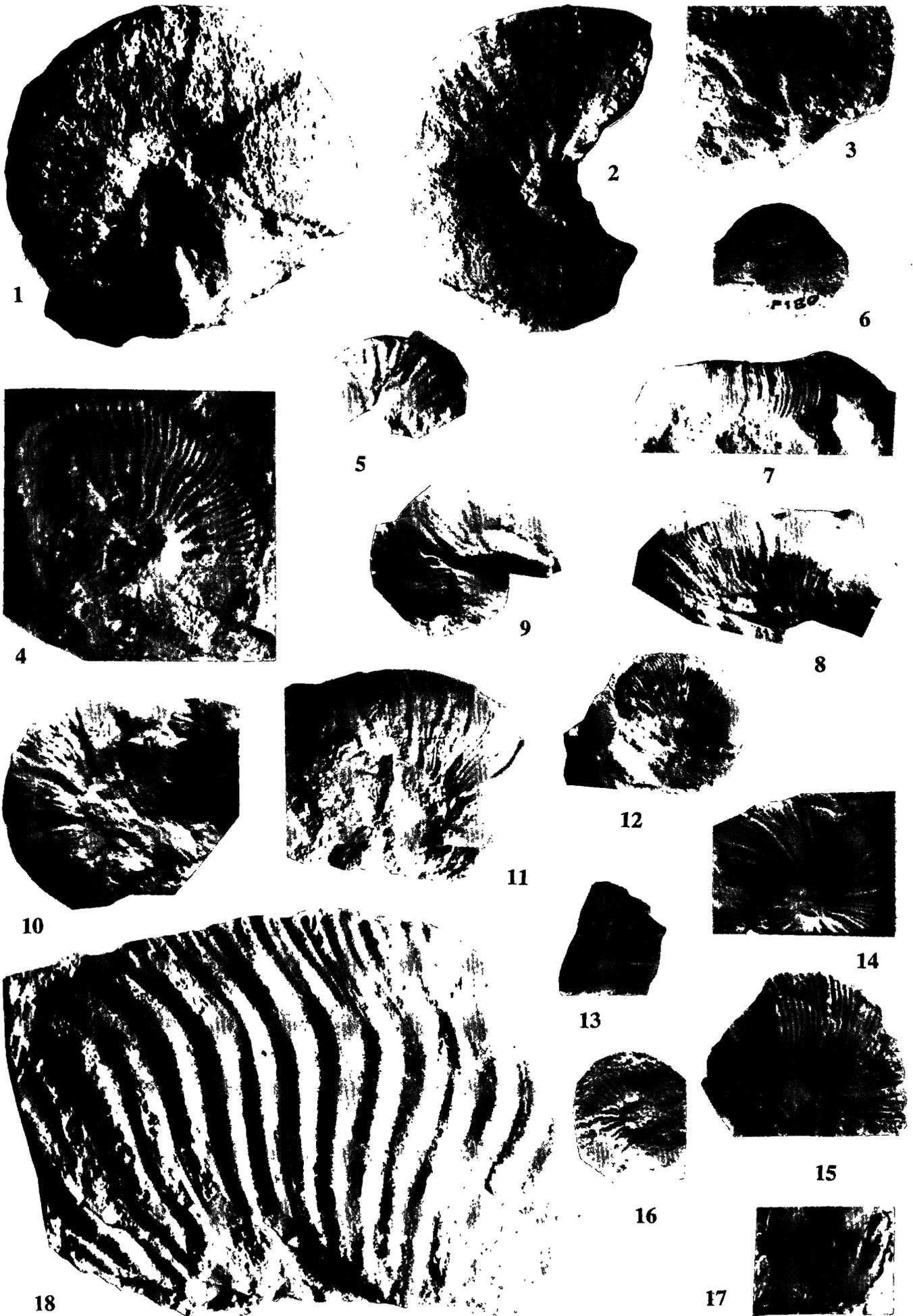


Planche 2

Fig. 1 – *Torcapella fabrei* (TORCAPEL), n° ID 10566, Barrémien inférieur, calcaires bioclastiques de la coupe de la Montagnette, au-dessus des marnes supérieures de Fontaine Graillère, Drôme. x 1.

Fig. 2 – *Emericiceras thiolliere* *i* (ASTIER), n° ID 10567, Barrémien inférieur, coupe de la Montagnette, calcaires argileux sous les marnes inférieures de Fontaine Graillère, Drôme. x 1.

Fig. 3 – *Moutoniceras* gr. *nodosum* (D'ORBIGNY), n° ID 10568, Barrémien inférieur, calcaires bioclastiques de la coupe de la Montagnette, au-dessus des marnes supérieures de Fontaine Graillère, Drôme. x 1.

Fig. 4 – *Paraspiticeras* cf. *guerini* (D'ORBIGNY), n° ID 10569, Barrémien inférieur, calcaires argileux de la coupe de la Montagnette, replat sous la falaise sommitale de la Montagnette, Drôme. x 0,75.

Tous les spécimens : coll. Arnaud



1



2



3



4

Planche 3

- Fig. 1 – Ammonite indéterminée attribuée au genre *Pseudohaploceras* [*non Silesites* cf. *seranonis*, Arnaud-Vanneau, 1980 ; *non Pseudothurmannia* sp., Busnardo *et al.*, 1994], n° ID 10570, Pas de Pré Coquet, plaquée le long de la limite de séquence de dépôt SbB3 du Barrémien supérieur, Isère (les flèches indiquent les constrictions visibles sur la vue détaillée de la figure 2), coll. Arnaud. x 0,5.
- Fig. 2 – Ammonite indéterminée [*non Silesites* cf. *seranonis*, Arnaud-Vanneau, 1980 ; *non Pseudothurmannia* sp., Busnardo *et al.*, 1994], n° ID 10570, Pas de Pré Coquet, Isère, détail de la partie ventrale. x 1,1.
- Fig. 3 – ? *Audouliceras* sp., n° ID 10571, Barrémien supérieur, calcaires oolitiques de la Grande Cabane (Plateau du Veymont), Isère, coll. Virlovet. x 1.

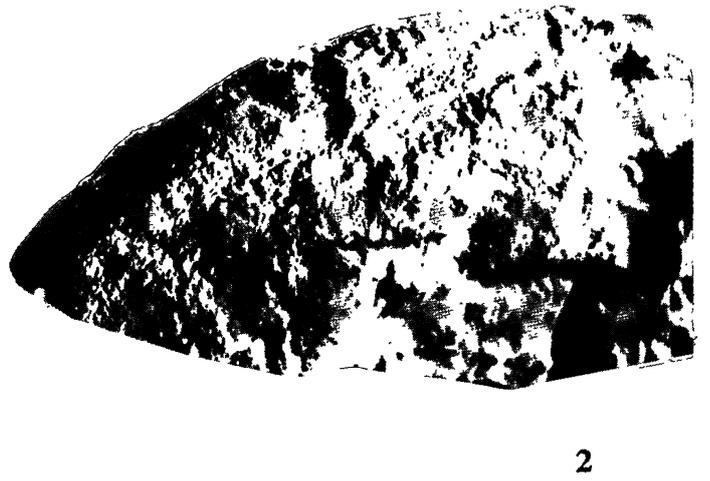


Planche 4

- Fig. 1 – *Camereiceras limentinus* (THIEULOY), n° ID 10572, Barrémien supérieur, zone à Sartousiana, horizon à *Camereiceras limentinus*, banc K82, à l'ouest du Col de Rousset, entre les Rochers de Chironne et le But de l'Aiglette, Drôme, coll. Arnaud. x 0,5.
- Fig. 2 – *Emericiceras* sp. ou *Camereiceras* sp., n° ID 10573, Barrémien supérieur, zone à Sartousiana ?, éch. CR 02 (quelques mètres au-dessus de *G. cf. sartousiana*, pl. 5, fig. 2), route du Col de Rousset, tournant 1072 m, base des marnes de Font Froide, Drôme, coll. Arnaud. x 0,5.
- Fig. 3 et 4 – ? *Camereiceras* sp., n° ID 10574, Barrémien supérieur, éch. 48.1, piste des Rancs de Charles, 10 m à l'ouest du carrefour de La Béguère, faisceau calcaire sous les marnes de la Béguère, plateau du Veymont, Drôme, coll. Virlovet. x 1.
- Fig. 5 – *Meandrospira favrei* (CHAROLLAIS, BRÖNNIMANN & ZANINETTI), n° ID 21454, Barrémien supérieur, au-dessus des marnes de La Béguère, zone à Feraudianus ou à Giraudi, éch. B39, coupe du Col de Rousset, séquence de dépôt BA4, Drôme, coll. Arnaud-Vanneau. x 10.



Planche 5

- Fig. 1 – *Emeríciceras* gr. *koechlini* (ASTIER), n° ID 10575, Barrémien inférieur, marnes M46 de la coupe des Grands Goulets, Drôme, coll. Arnaud (l'ornementation de cet échantillon marneux a été très fortement atténuée lors du lavage). x 1.
- Fig. 2 – *Gerhardtia* cf. *sartousiana* (D'ORBIGNY), n° ID 10576, Barrémien supérieur, zone à Sartousiana, éch. CR 01, route du Col de Rousset, tournant 1072 m, base des marnes de Font Froide, Drôme, coll. Arnaud. x 1.
- Fig. 3 – *Hemihoplites* *soulieri* (MATHERON), n° ID 10577, Barrémien supérieur, zone à Feraudianus, éch. 6.61, bancs calcaires situés entre les marnes de Font Froide et les marnes de la Béguère, Montagne de Bure, coll. Virlouvét, Drôme. x 1.
- Fig. 4 – *Hemihoplitidae* ind., n° ID 10578, Barrémien supérieur, zone à Feraudianus, éch. 66.3, Montagne de Bure, 20 m à l'est de la cabane du télési de l'abreuvoir, Drôme, coll. Virlouvét. x 1.
- Fig. 5 et 6 – *Camereiceras* *limentinus* (THIEULOY), n° ID 10579, Barrémien supérieur, zone à Sartousiana, horizon à *Camereiceras* *limentinus*, banc K82, à l'ouest du Col de Rousset, entre les Rochers de Chironne et le But de l'Aiglette, Drôme, coll. Arnaud. x 1.
- Fig. 7 – *Camereiceras* *limentinus* (THIEULOY), n° ID 10580, Barrémien supérieur, zone à Sartousiana, horizon à *Camereiceras* *limentinus*, banc K82, à l'ouest du Col de Rousset, entre les Rochers de Chironne et le But de l'Aiglette, Drôme, coll. Arnaud. x 1.
- Fig. 8 – *Camereiceras* *limentinus* (THIEULOY) sp. juv., n° ID 10289, Barrémien supérieur, zone à Sartousiana, à l'ouest du Col de Rousset, entre les Rochers de Chironne et le But de l'Aiglette, éch. K403, Drôme, coll. Arnaud. x 1.
- Fig. 9 – *Crioceratites* *janus* THIEULOY, n° ID 10581, Barrémien supérieur, zone à Sartousiana, horizon à *Camereiceras* *limentinus*, éch. 89.6, marnes du Col de l'Airnoux, Drôme, coll. Arnaud. x 1.
- Fig. 10 – *Imerites* cf. *giraudi* (KILIAN), n° ID 10582, Barrémien supérieur, zone à Giraudi, horizon à *Imerites* *giraudi*, Col de la Chau, au sud de Vassieux, Drôme, coll. Paquier. x 1.
- Fig. 11 – *Heteroceras* gr. *baylei* REYNES ou *Argvethites* sp., n° ID 10583, Barrémien supérieur, base glauconieuse du faisceau de bancs calcaires situé sous les marnes de la Béguère, Montagne de Bure, Drôme, coll. Virlouvét. x 1.
- Fig. 12 – *Barremites* *hemiptychus* (KILIAN), n° ID 10584, Barrémien supérieur, base glauconieuse du faisceau de bancs calcaires situé sous les marnes de la Béguère, Montagne de Bure, Drôme, coll. Arnaud. x 1.
- Fig. 13 – *Heteroceras* gr. *baylei* REYNES, n° ID 10585, Barrémien supérieur, zone à Sarasini, éch. 28692, marnes de la Révolte, Glandage, Drôme, coll. Delanoy. x 1.

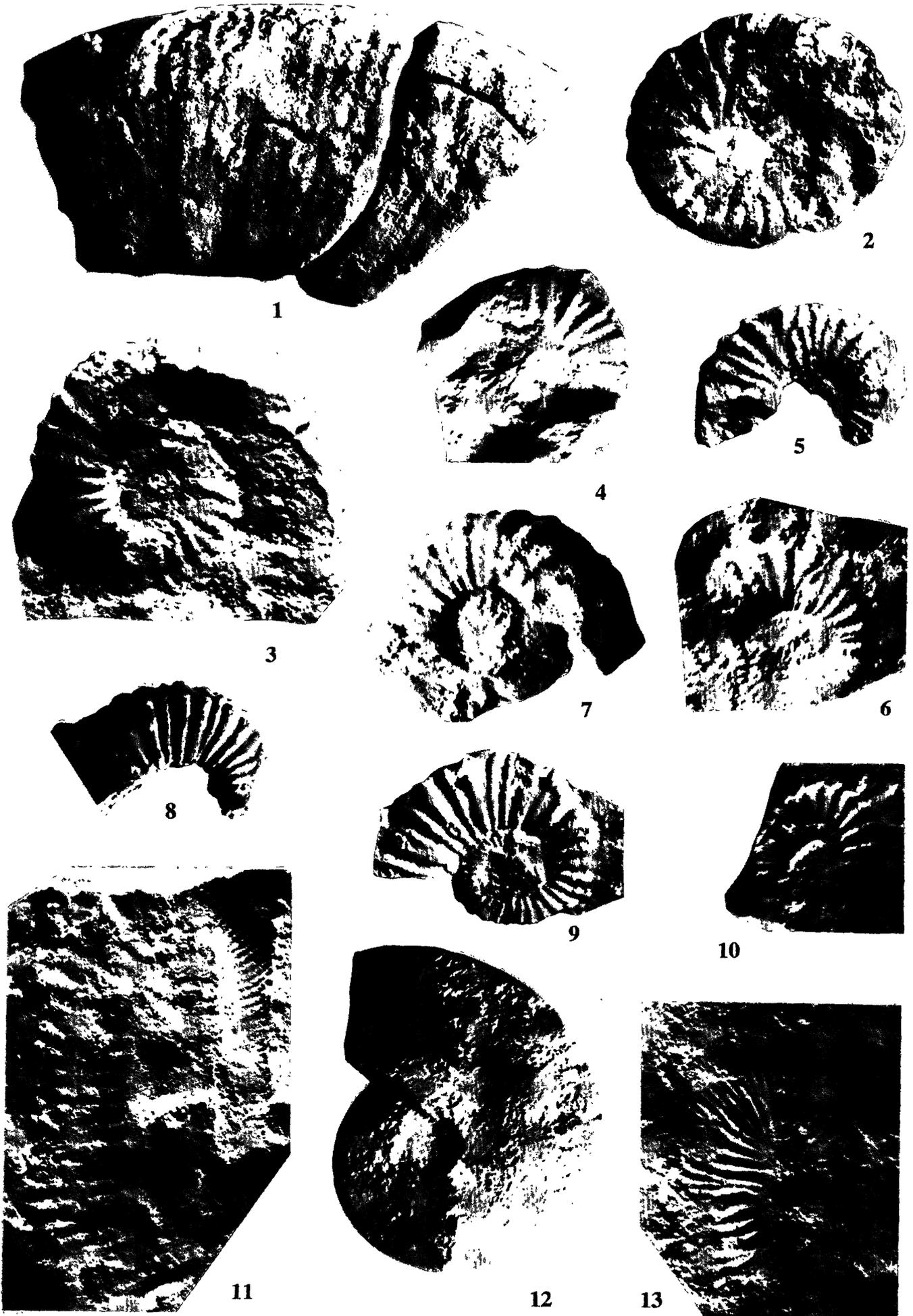


Planche 6

- Fig. 1 – *Heteroceras* sp., n° ID 1951, Barrémien supérieur, zone à Giraudi, horizon à *Heteroceras emerici*, niveau K603, marnes du Pas de la Couronne, Montagne d'Ambel, Drôme. x 1.
- Fig. 2 – *Heteroceras* gr. *baylei* REYNES, n° ID 1952, Barrémien supérieur, zone à Giraudi, horizon à *Heteroceras emerici*, niveau K603, marnes du Pas de la Couronne, Montagne d'Ambel, Drôme. x 1.
- Fig. 3 – *Heteroceras* gr. *baylei* REYNES, n° ID 1953, Barrémien supérieur, zone à Giraudi, horizon à *Heteroceras emerici*, niveau K603, marnes du Pas de la Couronne, Montagne d'Ambel, Drôme. x 1.
- Fig. 4 – *Heteroceras* gr. *emerici* d'ORBIGNY, n° ID 1950, Barrémien supérieur, zone à Giraudi, horizon à *Heteroceras emerici*, niveau K603, marnes du Pas de la Couronne, Montagne d'Ambel, Drôme. x 1.
- Fig. 5 – *Heteroceras* gr. *emerici* d'ORBIGNY, n° ID 1949, Barrémien supérieur, zone à Giraudi, horizon à *Heteroceras emerici*, niveau K603, marnes du Pas de la Couronne, Montagne d'Ambel, Drôme. x 1.

Tous les spécimens : coll. Arnaud

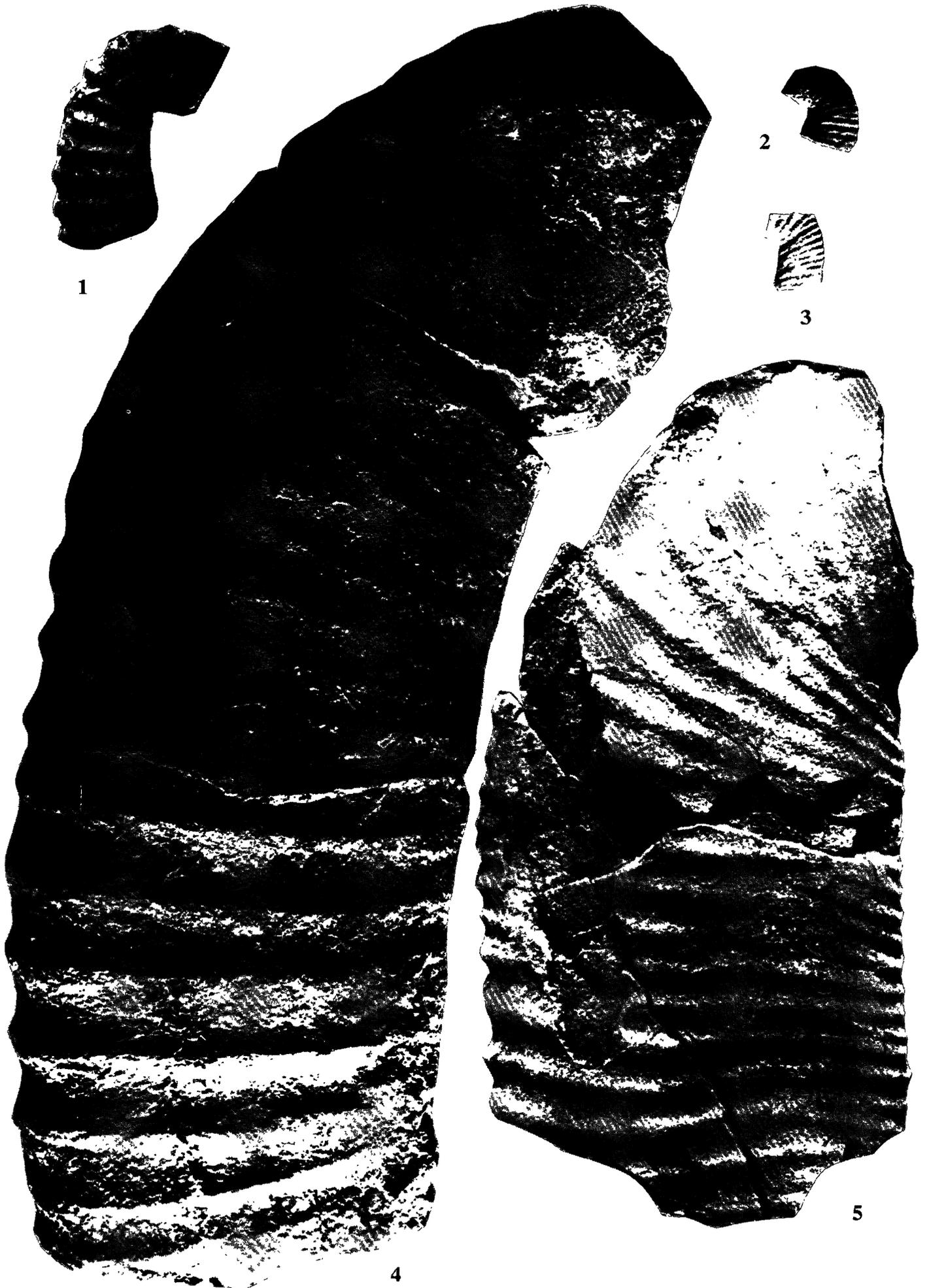


Planche 7

- Fig. 1 – *Heteroceras* gr. *emerici* d'ORBIGNY, n° ID 1948, Barrémien supérieur, zone à Giraudi, horizon à *Heteroceras emerici*, niveau K603, marnes du Pas de la Couronne, Montagne d'Ambel, Drôme, coll. Arnaud. x 1.
- Fig. 2 – *Procheloniceras* cf. *albrechtiaustriae* (UHLIG), n° ID 10586, Aptien inférieur, zone à Weissi, Col de Plate Contier (Dévoluy), limite Drôme - Hautes Alpes, coll. M. Gidon. x 1.
- Fig. 3 et 4 – *Pseudohaploceras matheroni* (D'ORBIGNY), n° ID 10587, Aptien inférieur, couche supérieure à orbitolines, les Rimets, Isère, coll. Gras. x 1.
- Fig. 5 – *Zurcherella* cf. *zurcheri* (JACOB & TOBLER), n° ID 10588, Aptien inférieur, couche supérieure à orbitolines, les Ravix, Isère, coll. Jourdan. x 1.
- Fig. 6 – *Deshayesites deshayesi* (LEYMERIE in D'ORBIGNY), n° ID 10589, Aptien inférieur, zone à Deshayesi, couche supérieure à orbitolines, les Ravix, Isère, coll. Thieuloy. x 1.
- Fig. 7 – *Ancyloceras* gr. *matheronianum* D'ORBIGNY, n° ID 10590, Aptien inférieur, sommet des couches inférieures à orbitolines, Roche Blanche, Chartreuse, Isère, coll. P. Gidon. x 0,5.
- Fig. 8 – *Pseudohaploceras matheroni* (D'ORBIGNY), n° ID 10591, Aptien inférieur, couche supérieure à orbitolines, les Rimets, Isère, coll. Thieuloy. x 1.
- Fig. 9 – *Pseudohaploceras matheroni* (D'ORBIGNY), n° ID 10592, Aptien inférieur, couche supérieure à orbitolines, les Rimets, Isère, coll. Thieuloy. x 1.
- Fig. 10 – *Martelites sarasini* (ROUCHADZÉ), n° ID 1955, Barrémien supérieur, zone à Sarasini, marnes de la Révolte, Glandage, Drôme, coll. Arnaud. x 1.

